



Thermoluminescence et orogénèse. Les Alpes occidentales au Paléogène.

Jean-Pierre Ivaldi

► To cite this version:

Jean-Pierre Ivaldi. Thermoluminescence et orogénèse. Les Alpes occidentales au Paléogène.. Tectonique. Université Nice Sophia Antipolis, 1989. Français. NNT: . tel-00690610

HAL Id: tel-00690610

<https://theses.hal.science/tel-00690610>

Submitted on 24 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Jean-Pierre IVALDI

***THERMOLUMINESCENCE
ET
OROGENÈSE***

Les Alpes occidentales au Paléogène



*Thèse présentée à l'Université de Nice - Sophia Antipolis
publiée avec le concours du Comité Doyen Jean Leptine de la Ville de Nice*

***Éditions du CRGM
1989***

Couverture : la vallée de la Guisane au Casset.

INSTITUT POLYTECHNIQUE MÉDITERRANÉEN

CENTRE DE RECHERCHE DE GÉOLOGIE MÉDITERRANÉENNE

J. P. Ricard,
en cristal homogène
[Signature]
THÈSE

présentée

à

L'UNIVERSITÉ DE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS

pour obtenir

L'HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES
EN SCIENCES DE LA TERRE

par

Jean-Pierre IVALDI

**THERMOLUMINESCENCE
ET
OROGENÈSE**

Les Alpes occidentales au Paléogène

soutenue le 14 avril 1989 devant la commission d'examen :

MM. J. POLVÊCHE
P. BROQUET
J. DEBELMAS
P. GUARDIA
R. BLANCHET
C. RAVENNE

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur



Ouvrage publié avec le concours du Comité Doyen Jean Lépine
Ville de Nice

SOMMAIRE

Avant-Propos	V
INTRODUCTION	1
1. - PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE	3
1.1 - CADRE GÉOGRAPHIQUE, HISTORIQUE ET ETHNIQUE	3
1.2 - SUJET ET OBJET	4
1.3 - MÉTHODE D'ANALYSE	5
2 - PLAN DE L'ÉTUDE	8
PREMIÈRE PARTIE : THERMOLUMINESCENCE ET MÉTHODOLOGIE	9
1 - PHÉNOMÉNOLOGIE DE LA THERMOLUMINESCENCE	11
1.1 - STRUCTURE DE L'ATOME. RAPPEL	11
1.2 - FORMATION DU CRISTAL. THÉORIE DES BANDES	12
1.3 - FLUORESCENCES ET PHOSPHORESCENCES. CRISTAUX PARFAITS, CRISTAUX RÉELS	12
1.3.1 - Imperfections physiques	12
1.3.2 - Imperfections chimiques	13
2 - DE LA PHYSIQUE À LA GÉOLOGIE	15
2.1 - DOMAINES D'APPLICATION DE LA TL AUX SCIENCES DE LA TERRE	15
2.2 - DOMAINE DE VALIDITÉ DE LA MÉTHODE EN PALÉOGÉOGRAPHIE	17
2.2.1 - Agents de la thermoluminescence. Postulats et principes de base	17
2.2.2 - Choix du marqueur TL	20
2.2.3 - Recherche des éléments de comparaison	21
3 - DISPOSITIFS EXPÉRIMENTAUX	23
3.1 - APPAREILLAGE DE THERMOLUMINESCENCE	23
3.1.1 - Dispositif de chauffage de l'échantillon analysé	24
3.1.2 - Dispositif de détection de la luminescence	24
3.1.3 - Dispositif d'enregistrement	25
3.1.4 - Conditions expérimentales	26
3.2 - DISPOSITIF DE NEUTRALISATION THERMIQUE	26
3.3 - SOURCES D'IRRADIATION	26
4 - TECHNIQUES DE PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS DE ROCHES	27
4.1 - MODE DE PRÉLÈVEMENT	27
4.2 - PRÉPARATION DES POUDRES DE QUARTZ	27
4.2.1 - Influence du broyage	29
4.2.2 - Influence des traitements chimiques	32
4.2.3 - Influence du traitement thermique	34
5 - ANALYSE DE L'ÉMISSION LUMINEUSE. CHOIX ET TRAITEMENT DES PARAMÈTRES TL	38
5.1 - RÉPARTITION SPECTRALE DE LA THERMOLUMINESCENCE DU QUARTZ	38
5.1.1 - Données semi-corrigées (coefficient de transmission des filtres ramené à 100%)	39
5.1.2 - Données corrigées	39

5.1.3 - Influence des traitements mécanique et thermique sur la répartition spectrale de la TL du quartz	41
5.2 - CHOIX DES PARAMÈTRES TL ET TRAITEMENT DES DONNÉES NUMÉRIQUES	41
5.2.1 - Décryptage des courbes. Choix des paramètres	41
5.2.2 - Traitement des données numériques	42

DEUXIÈME PARTIE :

THERMOLUMINESCENCE ET MÉTAMORPHISME

1 - HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LA THERMOLUMINESCENCE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES	45
2 - ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL DES ALPES OCCIDENTALES	48
2.1 - CADRE GÉNÉRAL	48
2.2 - AFFLEUREMENTS PALÉOGÈNES	50
2.2.1 - Zonéographie métamorphique	50
2.2.2 - Conditions thermo-barométriques supposées	51
3 - MÉTAMORPHISME ALPIN ET THERMOLUMINESCENCE DU QUARTZ	52
3.1 - POSITION DU PROBLÈME	52
3.2 - UN MARQUEUR DU DOMAINE ALPIN MÉTAMORPHIQUE : LA THERMOLUMINESCENCE DES FILONS DE QUARTZ STÉRILES	53
3.2.1 - Thermoluminescence des filons stériles des complexes détritiques paléogènes du domaine externe. Caractères généraux	53
3.2.1.1 - Répartition géographique des filons analysés	53
3.2.1.2 - Aspects macroscopiques et microscopiques des cristallisations	53
3.2.1.3 - Thermoluminescence du quartz	54
3.2.2 - Spécificité et évolution de la TL alpine dans son cadre régional : exemple du Pelvoux et de ses abords entre l'Embrunais et la Maurienne. Essai d'interprétation	56
3.2.2.1 - Contexte stratigraphique et structural	56
3.2.2.2 - Spécificité régionale de la TL alpine	58
3.2.2.3 - Constance et variabilité des paramètres TL : un guide pour l'approche des agents de la thermoluminescence	62
3.2.3 - Éléments de datation des filons de quartz stériles alpins	77
3.2.3.1 - Conglomérats des abords du Pelvoux	78
3.2.3.2 - Conglomérats des Alpes maritimes s.l.	82
3.2.3.3 - Conglomérats du domaine savoyard	84
3.2.4 - Extension des filons de quartz stériles alpins dans les chaînes péri-méditerranéennes	85
3.2.4.1 - Corse	85
3.2.4.2 - Cordillères bétiques	86
3.2.4.3 - Afrique du Nord	86
3.3 - CHAMP DE STABILITÉ DES PROPRIÉTÉS TL DU QUARTZ DANS LE CONTEXTE D'UN ÉPISODE MÉTAMORPHIQUE RÉGIONAL DE TRÈS FAIBLE À FAIBLE DEGRÉ	90
3.3.1 - Approche expérimentale : dépiégeage lent des électrons, métastables du quartz à "basse température"	90
3.3.2 - Faits d'observation : variations spatiales des intensités de thermoluminescence des matériaux alpins. Degré de remplissage des niveaux métastables du quartz	93
3.3.2.1 - Les matériaux des complexes détritiques paléogènes du domaine alpin externe	93
3.3.2.2 - Les matériaux sédimentaires, éruptifs et métamorphiques "anté-flyschs" paléogènes des domaines alpins externe et interne	102
3.4 - CONCLUSIONS SUR LE MÉTAMORPHISME ALPIN ET LA THERMOLUMINESCENCE DU QUARTZ. CONSÉQUENCES MÉTHODOLOGIQUES	110

TROISIÈME PARTIE :

THERMOLUMINESCENCE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

1 - LES FORMATIONS PALÉOGÈNES DES ALPES MARITIMES S.L.	116
1.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE	117
1.1.1 - Cadre lithostratigraphique et paléogéographique	117

1.1.1.1 - Le Cristallin	117
1.1.1.2 - Le Paléozoïque post-orogénique	118
1.1.1.3 - Le Mésozoïque	120
1.1.1.4 - Le Cénozoïque : cartes de paléofaciès du Nummulitique	122
1.1.2 - Cadre structural	124
1.2 - ORIGINE DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES PALÉOGÈNES	127
1.2.1 - Les faciès de transgression du Nummulitique	127
1.2.1.1 - Historique	127
1.2.1.2 - Thermoluminescence	128
1.2.1.3 - Les galets chenalisés d'ignimbrites rhyolitiques et dacitiques des faciès de transgression de la bordure orientale actuelle de la plate-forme carbonatée : pétrographie, géochimie, origine	130
1.2.2 - La formation détritique terminale des Grès d'Annot	138
1.2.2.1 - Historique	138
1.2.2.2 - Thermoluminescence	140
1.2.2.3 - L'analyse TL et les méthodes d'investigation sédimentologiques classiques. Analyse comparée des résultats.	151
1.3 - LES DÉFORMATIONS ALPINES DANS LES ALPES MARITIMES S.L. RELATIONS ENTRE LA TECTONIQUE ET LA SÉDIMENTATION	155
1.3.1 - Les déformations du tégument du massif de l'Argentera	155
1.3.1.1 - La tectonique du tégument	156
1.3.1.2 - Les phases schistogènes et la déformation finie du tégument	158
1.3.1.3 - Les traces de la déformation du tégument de l'Argentera : des marqueurs de l'évolution dynamique alpine régionale	162
1.3.2 - Les déformations de la couverture du massif de l'Argentera	163
1.3.2.1 - Arguments pour une tectogenèse synsédimentaire paléogène : la zone mobile de l'Arpilha	163
1.3.2.2 - Les marqueurs structuraux anté-schisteux	164
1.3.2.3 - Les déformations schistogènes de la couverture sédimentaire décollée de l'Argentera	166
1.3.3 - Éléments de datation des phases schistogènes	167
1.3.3.1 - Datation de la première déformation schistogène	167
1.3.3.2 - Chronologie comparative des déformations du tégument et de la couverture postérieures à la première phase de schistogenèse	167
1.4 - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE	168
2 - LES FORMATIONS PALÉOGÈNES DU CHAMPSAUR ET DU DÉVOLUY	169
2.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE	171
2.1.1 - Cadre lithostratigraphique et paléogéographique	171
2.1.1.1 - Le Cristallin	171
2.1.1.2 - Le Paléozoïque post-orogénique	172
2.1.1.3 - Le Mésozoïque	172
2.1.1.4 - Le Cénozoïque : cartes de paléofaciès du Nummulitique	173
2.1.2 - Cadre structural	176
2.2 - ORIGINE DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES PALÉOGÈNES	178
2.2.1 - Les faciès de transgression du Nummulitique	178
2.2.1.1 - Historique	178
2.2.1.2 - Thermoluminescence	179
2.2.2 - La formation détritique terminale des grès et grâuwackes du Champsaur	185
2.2.2.1 - Historique	185
2.2.2.2 - Thermoluminescence	185
2.3 - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE	192
3 - LES FORMATIONS PALÉOGÈNES DU PAYS DES ARVES	195
3.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE	195
3.1.1 - Cadre lithostratigraphique et paléogéographique	196
3.1.1.1 - Le Cristallin	196
3.1.1.2 - Le tégument post-orogénique carbonifère et permo-triasique	197
3.1.1.3 - Le Mésozoïque	198
3.1.1.4 - Le Cénozoïque : les grandes étapes de la transgression nummulitique	198
3.1.2 - Cadre structural	201
3.2 - ORIGINE DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES PALÉOGÈNES	202

3.2.1 - Historique	202
3.2.2 - Thermoluminescence	202
3.2.2.1 - Caractères généraux et évolution de la TL du Paléogène arvinche	202
3.2.2.2 - Les provinces distributives potentielles du matériel détritique quartzeux dans le diagramme bidimensionnel (R_{1-3} , I_n)	203
3.2.2.3 - Distribution du matériel détritique dans le bassin paléogène arvinche. Discussion et interprétation des cartes isofactes des paramètres R_{1-3} et I_n	206
3.3 - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE	208
 4 - LES FORMATIONS PALÉOGÈNES DE HAUTE-SAVOIE	 210
4.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE	210
4.1.1 - Cadre lithostratigraphique et paléogéographique	210
4.1.1.1 - Le Cristallin	210
4.1.1.2 - Le tégument post-orogénique carbonifère et permo-triasique	212
4.1.1.3 - Le Mésozoïque	213
4.1.1.4 - Le Cénozoïque : cartes de paléofaciès du Nummulitique	215
4.1.2 - Cadre structural : les diverses unités tectoniques et leurs relations supposées ; état de la déformation du Paléogène subalpin	217
4.2 - ORIGINE DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES PALÉOGÈNES	218
4.2.1 - Historique	218
4.2.2 - Thermoluminescence	220
4.2.2.1 - Différenciation des lithofaciès paléogènes par la thermoluminescence	220
4.2.2.2 - Origines et distribution spatio-temporelle des matériaux détritiques paléogènes	224
4.3 - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE	229
 QUATRIÈME PARTIE : SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	 233
 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	 243
 ANNEXES NUMÉRIQUES	 265

AVANT-PROPOS

Il est d'usage de rappeler, en quelques mots, les dettes de reconnaissance, souvent multiples, contractées au cours d'un travail de thèse. Je ne dérogerai pas à la règle.

C'est d'abord au Professeur Jean POLVÊCHE que j'adresse mes remerciements les plus sincères. Par son enseignement, il détermina mon choix en faveur des Sciences de la Terre. Il m'accueillit ensuite dans son laboratoire, d'abord comme jeune chercheur, puis comme assistant, avant de me permettre de découvrir l'Algérie par le biais de la Coopération. Il facilita, enfin, ma titularisation et ma nomination à l'Université de Nice.

Jean POLVÊCHE est un homme d'une grande liberté d'esprit et de pensée. Il l'a montré en me laissant toute latitude pour mener à bien mes recherches et en acceptant que les membres de son laboratoire tentent, au cours des années 70, l'expérience autogestionnaire qui amena la création du Centre de Recherche de Géologie Méditerranéenne. À partir de quel autre service d'enseignement et de recherche que le sien, une telle action eut pu être possible dans notre université ? Je me devais de lui soumettre ce travail et suis particulièrement heureux de le voir présider mon jury de thèse.

Par ses applications sur les formations détritiques siciliennes, Monsieur le Professeur Paul BROQUET est à l'origine de l'emploi de la méthode de thermoluminescence dans l'analyse des bassins sédimentaires à remplissage détritique. Son jugement m'est donc précieux et je lui sais gré d'avoir accepté d'être l'un des rapporteurs de ce travail.

J'ai le plaisir de retrouver, parmi les membres du Jury, Monsieur le Professeur Jacques DEBELMAS qui avait déjà accepté de juger, voilà bien des années, mon travail de thèse de 3ème Cycle. Il est pour moi le garant, le chercheur de référence, en matière de géologie alpine. Qu'il trouve ici l'expression de toute ma gratitude pour ses conseils, ses remarques, pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mes recherches.

Pierre GUARDIA est un ami. C'est également un géologue d'une rigueur scientifique rare en cette fin de millénaire... Ce mémoire doit beaucoup à sa perspicacité, à ses critiques toujours constructives. Ensemble nous avons parcouru les Alpes maritimes à la recherche des marqueurs de la déformation alpine et il me tarde de troquer la plume – ou plutôt la souris ! – pour le marteau et de repartir, sac au dos, vers nos montagnes.

Monsieur le Professeur René BLANCHET, aujourd'hui Recteur de notre université, a apporté une attention tout à fait particulière à mes recherches dès son arrivée à l'Université de Nice. Dynamique et efficace, toujours disponible malgré ses nombreuses activités, il m'a encouragé à terminer ce travail, ce dont je le remercie.

Depuis plusieurs décennies, la formation des Grès d'Annot est l'un des champs d'investigation privilégiés de l'Institut Français du Pétrole. La connaissance du complexe détritique paléogène a largement progressé grâce à nombre de ses chercheurs. C'est pourquoi je suis particulièrement sensible à l'opinion de Monsieur Christian RAVENNE, Chef de Mission à l'I.F.P. qui a accepté d'examiner ma thèse.

C'est avec René MAZERAN que j'ai effectué mes premières analyses de thermoluminescence et mis au point les différentes techniques de préparation présentées dans la première partie de ce mémoire, puis abordé les problèmes liés au métamorphisme alpin. Inutile donc d'insister davantage sur la part qui résulte de la confrontation permanente de nos idées.

Je ne saurais oublier dans mes remerciements Bertrand FENET aujourd'hui libéré de ses obligations universitaires (!), Pierre-François BULARD et France IRR, mes collègues du "7ème", toujours prêts à discuter de Géologie régionale ou à défendre des causes que j'estime justes, ainsi que Michel MOULLADE dont je garde en mémoire l'excellence des cours de Géologie alpine.

Madame Cristiane SABOURAUD a effectué l'étude thermo-optique des inclusions fluides des filons de quartz alpins, Monsieur Hervé BELLON a tenté de les dater. Monsieur Alphonse BLONDEAU m'a conseillé en matière de biostratigraphie des Nummulites. Que chacun trouve ici l'expression de ma gratitude.

Comment ne pas évoquer également Christian et Michèle CARON, Peter HOMEWOOD et son épouse, auxquels j'associe tous les membres du Laboratoire de Géologie de l'Université de Fribourg qui, par deux fois m'ont si chaleureusement accueilli dans le cadre de cycles de conférences sur la sédimentation détritique ?

Chercheur, mais aussi enseignant, je sais gré Michel ROUILLARD et Guy TURCO, Directeurs de l'Institut Polytechnique Méditerranéen et de l'U.E.R. Faculté des Sciences et des Techniques d'avoir soutenu, pendant de longues années, mon action pédagogique.

Je tiens encore à exprimer mes remerciements à Madame Renée GUILLAUME et Messieurs Serge ATTAL, Robert CORRADI et Hubert GIMENEZ, ainsi qu'au personnel des Services Généraux de l'Université de Nice qui, tous, à des degrés divers m'ont apporté leur aide au cours de mes recherches ou lors de la préparation et de la réalisation finale de ce mémoire.

Sacha SOSNO m'a aimablement autorisé à voir, dans l'une de ses œuvres sculptées, l'image de notre Téthys ligure qu'enserrent l'Europe et l'Afrique. C'est très sincèrement que je le remercie de son accord spontané, pour la joie qu'il m'a ainsi procurée.

Enfin, je ne saurais clore cet avant-propos sans évoquer le souvenir de mes années de "communale" et de collège, sans vous remercier, Madame BERMON, vous qui avez guidé mes pas vers les sections modernes et vers mes maîtres du Cours Complémentaire "Antoine RISSO" : MM. GIRARD, LAGORIO, LIMOUSIN, MALAUSSÉNA, MANDINE, MANIER, RAVERA – mon premier professeur de Géologie – TALBOT, VINCENTI et leur directeur "Féfé" FERRERO.

Le Conseil Général des Alpes-Maritimes subventionne depuis de nombreuses années mes travaux de recherche en matière de géologie régionale. Le Comité Doyen Jean Lépine de la ville de Nice me permet aujourd'hui de publier les résultats de ces recherches. Que l'ensemble des membres de ces Conseil et Comité soient assurés, en la personne de Monsieur Jacques MEDECIN, Maire de Nice et Président du Conseil Général des Alpes-Maritimes, Monsieur Charles EHRMANN, Député et Conseiller Général des Alpes-Maritimes, Madame Martine DAUGREILH, Adjoint au Maire de Nice et Député des Alpes-Maritimes, de mon entier dévouement à la cause du Pays niçois.

INTRODUCTION :

PRÉSENTATION ET PLAN DE L'ÉTUDE.

*Per lu mieu e per lu gavoat, òme e frema,
qu'an puhat cadun la sieu vida en Alp.*

1 - PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE.

1.1 - CADRE GÉOGRAPHIQUE, HISTORIQUE ET ETHNIQUE.

La région étudiée dans cet ouvrage est située entre 6° et 8° de longitude est, 43°30' et 46°10' de latitude nord. Elle correspond, pour l'essentiel, au versant ouest des Alpes occidentales franco-italiennes, lesquelles dessinent entre la mer Méditerranée et le lac Léman un arc long de 350 km environ. Elle est couverte par quatre feuilles à l'échelle du 1:250.000ème : NICE, GAP, ANNECY et THONON-LES-BAINS.

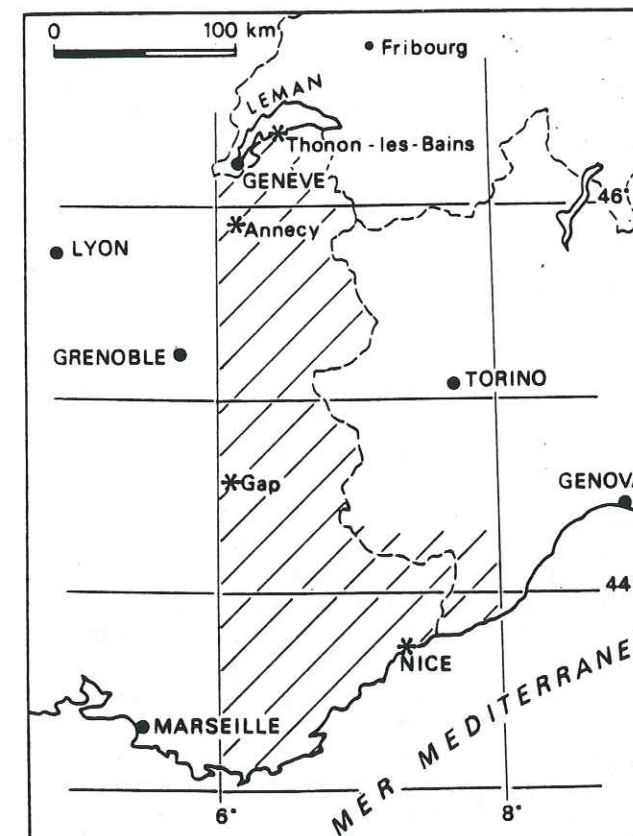


Fig. 1 - Tableau d'assemblage des feuilles à 1:250.000ème des Alpes occidentales. En hachuré : les régions étudiées.

Ce domaine est celui de l'Alpe pris au sens littéral du terme. Le toponyme générique est directement issu de la racine pré-indo-européenne *AL- à valeur oronymique nette : cette racine a la signification de "hauteur", de relief vif donc jeune. De fait, la chaîne a un âge fort récent à l'échelle des temps géologiques et son altitude évolue, comme chacun

sait, du niveau 0 aux classiques 4807 mètres ...

Le milieu naturel, hétérogène dans le détail, présente une grande homogénéité d'ensemble due à son évolution géologique et géomorphologique commune.

L'homogénéité géographique du milieu se double d'une homogénéité historique que seule la période moderne tend à estomper. Ce destin historique unitaire, l'Alpe le doit probablement aux réactions de défense que durent développer ses habitants, au cours des siècles, pour lutter et survivre contre des agressions diverses et répétées. Depuis Auguste soumettant, après de longues luttes, en 14 av. J.-C., les dernières confédérations et peuplades indigènes celto-ligures, jusqu'à la constitution des états-nations actuels - qui valut au Monde deux guerres et soixante millions de morts - l'Alpe n'a cessé de balancer entre l'Est et l'Ouest. Elle subit les invasions barbares qui interrompent définitivement la *pax romana* et déferlent massivement, à partir du IIIème siècle, sur l'Europe de l'Ouest ; elle est ensuite l'objet, avec la Lotharingie, des convoitises conjuguées des empires francique et germanique.

Au cours du Moyen-Âge, ce mouvement de balancier voit sa monotonie interrompue périodiquement par les raids sarrasins. Il reprend avec force et vigueur lors de la constitution des Etats confédérés de Savoie, lesquels ne résisteront pas aux vellétés ambitieuses de la dynastie des Blanches-Mains qui provoqueront, en 1860, leur éclatement.

Malgré ces péripéties s'élabore dans la région alpine, à partir du substrat pré-indo-européen, de la couche romaine et, à un degré moindre, des apports dus aux diverses pénétrations barbares ou sarrasines, une unité linguistique originale néolatine, romane. De Nice à Fribourg, les toponymes témoignent, aujourd'hui encore et malgré les nombreuses cacographies des organismes nationaux français, italien et suisse, de cette unité. Il suffit de voir les nombreux *Alp*, *Arp*, *Aup* et leur augmentatifs et diminutifs : *Aupas*, *Arpas*, *Arpilha*, *Aupilhon*, *Arpet* ... tous issus de la même racine, signaler ici un point culminant, là un sommet secondaire. La base *PeL- a donné la *Testa de Peloseta* en Haute Tinée, le mont *Pelat* aux confins des Alpes-de-Haute-Provence, la Tête Pelouse en Haute-Savoie. Les nombreux *Caire* du Pays nissart, le pic Queyron/Queyrel en Champsaur, le Queyras, Carros dans les Alpes-Maritimes, les Carroz en Haute-Savoie dérivent tous de la racine

J. BENOIST, 1864.

*K-R- et ses variantes qui servent à désigner la pierre, le rocher et leurs reliefs.

Les isoglosses sont obliques sur la direction générale de la chaîne qui n'a jamais constitué une véritable barrière linguistique. Les multiples variétés dialectales actuelles se rattachent à deux grands groupes : provençal/occitan au Sud d'une ligne Laffrey-Bourg-d'Oisans-Mont Thabor, franco-provençal au Nord.

Le milieu naturel a dicté un destin socio-culturel commun aux populations alpines, dont les activités traditionnelles sont partout liées, jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle, à la polyculture vivrière et à l'élevage.

La révolution industrielle n'atteint que partiellement les Alpes occidentales dans des secteurs surtout localisés au Nord d'une ligne Grenoble-Modane. Au cours de la même période est entreprise l'exploration géologique systématique du massif alpin. Sa finalité est essentiellement économique, liée à la recherche des minerais. L'équipement hydro-électrique des cours d'eau n'est pleinement réalisé qu'au cours de la période contemporaine. La houille blanche est la seule industrie qui pénétrera la chaîne au plus profond de ses vallées.

Aujourd'hui, l'Alpe, emporté dans le tourbillon du tourisme hivernal et estival est à la recherche d'une nouvelle identité qu'elle ne manquera pas, gageons-le, de trouver.

1.2 - SUJET ET OBJET.

Le sujet de ce travail est l'étude du Paléogène marin de la zone alpine externe. Son objet : rechercher, par l'analyse détaillée des unités lithostratigraphiques détritiques formelles¹, des données et des schémas paléogéographiques cohérents qui permettent de préciser l'évolution tectono-sédimentaire de la marge interne de la plaque européenne au cours de la période paléogène.

Trois formations principales constituent la classique trilogie alpine, attribuée au Priabonien par L. MORET² en 1936, mais que l'évolution des connaissances nous conduit à qualifier aujourd'hui de paléogène.

Ces formations déposées, comme nous le verrons, dans une suite de bassins syntectoniques,

correspondent à un cycle sédimentaire complet, parfois complexe, qui débute au cours de l'Éocène inférieur ou moyen et s'achève au cours de l'Oligocène.

La succession lithologique se retrouve, avec quelques variantes, dans les zones delphino-helvétiques, subbriançonnaise et briançonnaise qui constituent la paléomarge orientale du craton européen.

La formation inférieure est mixte, détritique est carbonatée ; l'un ou l'autre de ces caractères prédomine suivant la latitude du secteur considéré et sa position proximale ou distale dans le bassin de sédimentation. Elle a un caractère transgressif nettement marqué, avec des membres continentaux à la base : calcaires lacustres, brèches et poudingues fluviatiles, puis des membres néritiques : calcaires à algues et calcaires biodétritiques qui constituent les classiques calcaires à Nummulites.

Cette formation repose indifféremment sur des termes variés de l'écrathème mésozoïque ou sur des complexes cristallins anté-triasiques. Les discordances les plus nettes concernent la partie médiane des Alpes occidentales articulée autour du massif cristallin externe des Écrins-Pelvoux. Dans ces régions, les directions structurales majeures évoluent assez rapidement de N45°E à N135°E. L'arc alpin atteint sa courbure maximum.

La formation moyenne est argilo-carbonatée : il s'agit de marnes à Foraminifères benthiques et pélagiques désignées dans la littérature sous les noms de "marnes bleues" ou de "calcschistes" suivant le degré de déformation des roches. Vers le haut de la formation, les couches s'enrichissent progressivement en micas et en quartz ; elles s'ordonnent en fines alternances grésopélitiques.

La formation supérieure est détritique ; ses constituants principaux sont le quartz et les feldspaths. Ses lithofaciès varient assez régulièrement, de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne, du type flysch au type molasse. Elle se développe sur des épaisseurs assez conséquentes, rarement inférieures à 200 mètres et pouvant atteindre voire dépasser 1000 mètres. Elle a reçu des noms divers suivant les régions : Grès d'Annot et équivalents latéraux de Saint-Antonin, Contes ou Menton dans les Alpes sud-occidentales, Grès du Champsaur au abords du Pelvoux, Flysch des Aiguilles d'Arves en Savoie³, Grès de Taveyenne en Haute-Savoie et en Suisse (fig. 2).

Localement, dans les affleurements externes, la composition lithique et minéralogique de la formation diffère fortement par adjonction de débris de roches volcaniques basiques, de pyroxènes, d'amphiboles, de plagioclases basiques, d'albite et de chlorite. Le type pétrographique de la roche est alors celui d'une véritable grauwaacke. L'enrichissement en matériel volcanique évolue, à l'échelle des Alpes occidentales, suivant un gradient sud-nord. Il est limité au seul synclinal de Saint-Antonin dans les Alpes sud-occidentales, assez conséquent dans le Champsaur occidental, fort en Haute-Savoie. Le matériel volcano-détritique est absent du Flysch des Aiguilles d'Arves. Il ne s'agit pas là d'une exception à la règle. La formation doit, comme nous le verrons, cette singularité à sa position plus interne.

Partout dans les Alpes occidentales la formation détritique sommitale se termine, au contact des zones internes, par un membre dont la matrice argilo-silteuse emballe des blocs hétérométriques de roches sédimentaires diverses. Ce membre a successivement été qualifié de Flysch noir (E. HAUG, 1899 ; M. LATREILLE, 1961), de Wildflysch (J. BOUSSAC, 1912 ; M. GIGNOUX et L. MORET, 1938), de Schistes à blocs (C. KERCKHOVE, 1963, 1964 et 1969). Le caractère tectono-sédimentaire de cet ensemble terminal a été reconnu pour la première fois par C. KERCKHOVE dans le Subbriançonnais du col d'Allos et au toit des Grès d'Annot du Haut Var et de Haute Tinée, où l'auteur lie son apparition à la mise en place précoce, en milieu humide, de la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie.

Dans les Alpes occidentales, la fin du régime marin est donc marquée par le dépôt d'une masse de sédiments considérable, qui s'achève avec la mise en place d'olistostromes d'extension régionale. Ces sédiments ont enregistré, à des degrés divers, les événements tectono-sédimentaires liés aux déformations mésoalpines de la marge orientale du craton européen.

Une bonne compréhension de la période-clé que constitue l'intervalle Éocène-Oligocène dans les Alpes passe donc obligatoirement par la connaissance de l'âge exact des sédiments paléogènes et de leur origine.

Le cycle sédimentaire couvre, selon les régions, l'Éocène inférieur, moyen et supérieur, l'Oligocène inférieur et moyen. De nombreuses études biostratigraphiques ont mis en évidence, à la suite des premières synthèses de J. BOUSSAC (1911 et 1912), une hétérochronie des trois formations paléogènes à l'échelle de leur bassin : sur une même transversale, leur âge est, d'une façon

générale, plus récent d'Est en Ouest. Ces résultats appellent, en toute rigueur, trois remarques :

- la datation des calcaires, des marnes et des grès est, dans la plupart des cas, réalisée à l'aide d'espèces fossiles différentes, dans l'ordre : macro-Foraminifères, Foraminifères planctoniques et nannoplancton ;

- des problèmes de corrélation existent entre les différentes échelles biostratigraphiques employées ;

- la troisième formation n'est encore que rarement datée directement. Sa nature grésopélitique et son caractère rythmique sont deux facteurs qui s'opposent à une activité biologique intense et à une bonne conservation des faunes. L'âge des dépôts détritiques est souvent déduit de celui des marnes sous-jacentes.

L'étude sédimentologique des dépôts paléogènes a également fait l'objet de nombreux travaux depuis plus d'un siècle. L'intérêt des chercheurs s'est surtout porté sur la troisième formation remarquable par son extension, sa puissance et la diversité de ses lithofaciès. Elle constituera, avec les membres détritiques de la formation mixte basale, le sujet central de mon étude.

Depuis la monographie de A. FAVRE (1867) en Savoie, ou les premières investigations de L. BERTRAND (1896) dans les Alpes sud-occidentales, les hypothèses sur la paléogéographie générale du bassin de sédimentation paléogène et de ses marges, sur l'origine des matériaux et la nature de l'agent de dépôt final, ont varié, évolué ; certaines sont passées à l'état de certitude.

Parmi les méthodes utilisées, les unes s'appuient sur l'analyse stratonomique fine des formations et l'étude des structures sédimentaires, les autres sur les associations de minéraux lourds et l'analyse pétrographique détaillée du cortège de roches exogènes et endogènes des conglomérats liés aux formations détritiques terminales.

Chaque donnée clairement établie, chaque hypothèse, sera confrontée aux résultats de ce travail basé sur une technique répandue en Europe depuis une trentaine d'années et maintenant éprouvée.

1.3 - MÉTHODE D'ANALYSE.

La méthode d'investigation employée résulte des relations établies au cours des dernières décennies entre la Géologie et les différentes branches des Sciences exactes. Dans le cas présent, c'est à la Physique qu'a été emprunté le phénomène fondamental.

¹ La terminologie employée dans ce travail est celle que préconise le Guide Stratigraphique International rédigé par la sous-commission internationale de classification stratigraphique et publié, dans sa version française, par les éditions DOIN en 1979.

² Seuls sont répertoriés, en fin d'ouvrage, les travaux cités dans le texte.

³ L'usage actuel est de regrouper sous cette dénomination les trois formations paléogènes du Pays des Arves. Or, les formations inférieure et moyenne ne présentent pas les caractères sédimentologiques d'un flysch. Je propose donc de réserver l'appellation de "flysch" à la seule formation détritique supérieure et de qualifier la trilogie de "groupe paléogène du Pays des Arves".

Certains minéraux ont la propriété de restituer sous une forme lumineuse, par stimulation thermique, une énergie latente qu'ils ont acquise soit naturellement au cours des temps géologiques, soit artificiellement. C'est cette propriété que l'on appelle la thermoluminescence (TL).

Connue depuis le XVII^{ème} siècle par les observations de R. BOYLE sur le diamant bleu, la thermoluminescence n'a acquis de base réellement scientifique qu'au cours de la première moitié du XX^{ème} siècle.

H. BECQUEREL (1896), F. PERRIN (1929), M. CURIE (1935, 1946), J.T. RANDALL et M.H.F. WILKINS (1945) apportèrent leur contribution à la connaissance du phénomène physique.

L. ROYER (1937), M. DERIBERE (1938) et E. SAURIN (1939) furent les premiers à entrevoir ses possibilités dans le domaine des Sciences de la Terre. Mais c'est avec E.J. ZELLER (1952), F. DANIELS, C. BOYDS et D.F. SAUNDERS (1953) que démarreront véritablement les recherches.

Dès lors, la thermoluminescence verra son champ d'investigation croître rapidement. Elle sera appliquée, avec des succès divers, à l'étude des roches carbonatées, à la détermination des paléotempératures des métamorphismes thermiques, à la datation absolue des calcaires, des granites et des vestiges archéologiques.

Après avoir migré aux États-Unis, la méthode fut réintroduite en Europe par F.C. HOUTERMANS en 1955. Dix ans plus tard, P. BROQUET et J.-M. CHARLET posaient les

principes de son utilisation dans le domaine de la paléogéographie.

Depuis 1969 fonctionne à l'Université de Nice, au sein de l'Institut Polytechnique Méditerranéen, une cellule de thermoluminescence. Les deux principaux axes de recherche développés par R. MAZERAN et moi-même concernent la métallogénie et la paléogéographie des bassins sédimentaires à remplissage détritique. A ce jour, plus de 15000 mesures de thermoluminescence ont été effectuées. Elles ont permis la création d'une base de données qui couvre :

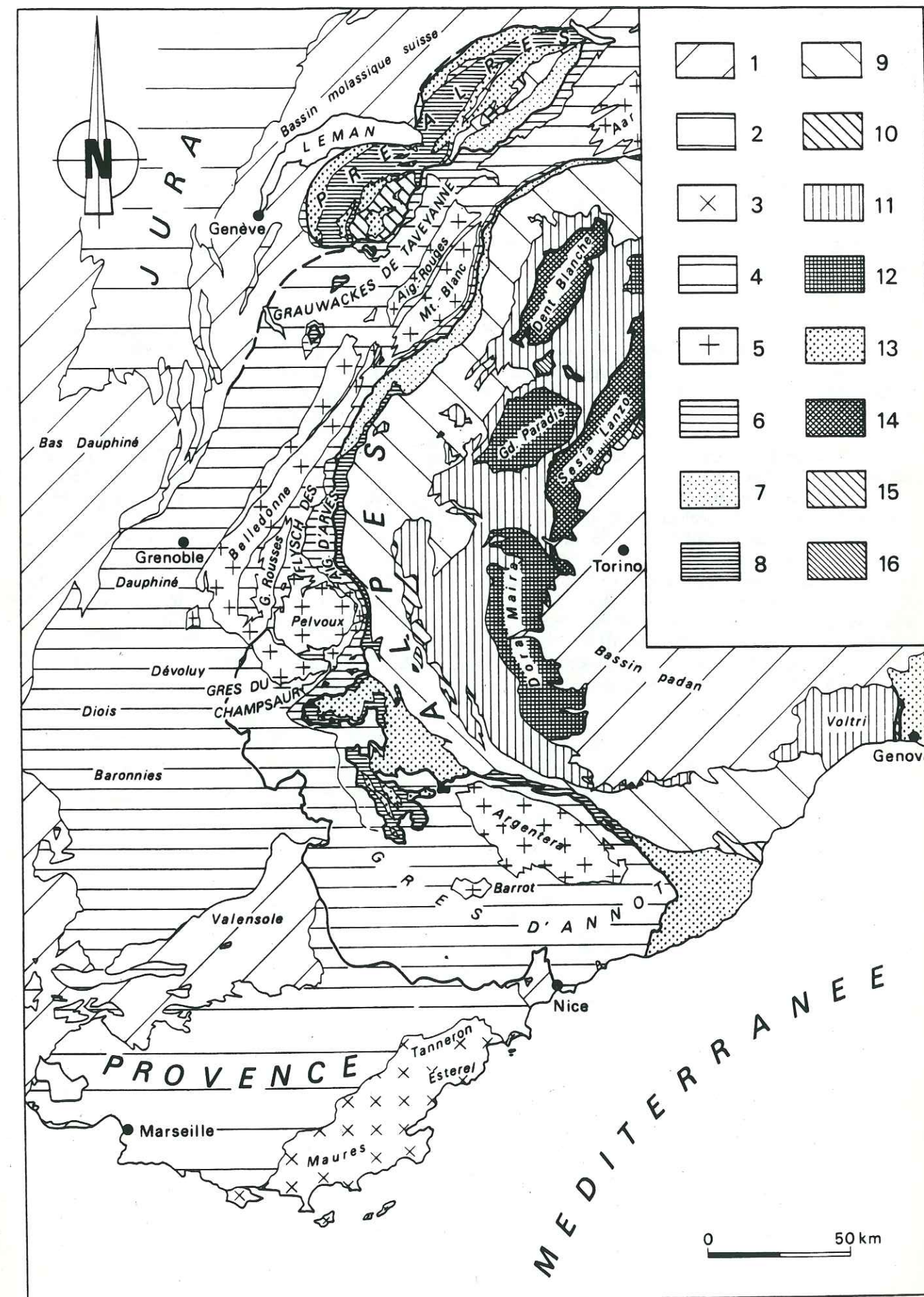
- les principaux gisements métallifères français et leurs minéralisations de type étain-tungstène, molybdène, plomb-zinc, antimoine, or, uranium ;
- les granitoïdes des socles hercyniens de Provence, du Massif Central, de Bretagne et les exsudats quartzeux de leurs encaissants cristallophylliens ;
- les massifs cristallins externes alpins (Argentera, Pelvoux, Belledonne, Grandes Rousses, Aiguilles Rouges et Mont-Blanc), les principales formations détritiques post-hercyniennes du domaine externe des Alpes occidentales, ainsi que celles des grandes unités de flyschs allochtones.

La Corse et l'Apennin en Europe, les domaines tellien, atlasique et saharien en Afrique du Nord, ont également été abordés.

Cette base de données, doublée par une collection d'échantillons de référence, constitue un précieux outil de travail dans les domaines hercyniens et alpins périméditerranéens.

Fig. 2 - Les quatre principales formations détritiques paléogènes : Grès d'Annot, Grès du Champsaur, Flysch des Aiguilles d'Arves et Grauwasques de Taveyanne dans le cadre des Alpes occidentales.

1. Bassins péri-alpins à forte subsidence mio-pliocène ;
2. Mésozoïque et Paléogène péri-alpin ;
3. Massifs cristallins provençaux et leur tégument permo-carbonifère ;
4. Mésozoïque et Cénozoïque de la zone delphino-helvétique ;
5. Massifs cristallins externes et leur tégument permo-carbonifère ;
6. Ultra-dauphinois, Ultrahelvétique ;
7. Zone valaisane et nappe du Niesen des Préalpes ;
8. Zone subbriançonnaise et Préalpes médianes plastiques ;
9. Zone briançonnaise et Préalpes médianes rigides ;
10. Zone prépiémontaise et nappe de la Brèche des Préalpes ;
11. Zone piémontaise ;
12. Massifs cristallins internes ;
13. Flyschs allochtones et nappes ligures de l'Apennin ;
14. Austroalpin ;
15. Zone du Canavese ;
16. Cristallin insubrien.



2 - PLAN DE L'ÉTUDE.

La présentation retenue privilégie la démarche synthétique plutôt qu'analytique. Ce choix est dicté par le procédé comparatif qu'utilise la thermoluminescence, procédé qui plus que tout autre rend l'exposé des résultats souvent long et fastidieux.

Un historique succinct précisera, au début de chaque partie ou chapitre, l'état des connaissances des sujets abordés.

Le plan adopté tente de concilier les deux aspects de cette étude qui est à la fois thématique et régionale. L'ouvrage est découpé en quatre parties qui constituent autant d'étapes dans le raisonnement.

La première partie est méthodologique. Seront successivement abordés : l'aspect physique du phénomène de thermoluminescence, dont le mécanisme demeure quelque peu hypothétique, puis les modalités d'application de la méthode d'analyse dans le domaine des Sciences de la Terre, avec un examen particulier des potentialités de la thermoluminescence en sédimentologie et paléogéographie. Les différentes techniques expérimentales liées à l'appareillage et à la préparation des échantillons de roches seront décrites, le choix des paramètres de TL et le

traitement des données numériques précisés.

La seconde partie traite des relations entre la thermoluminescence et le métamorphisme. Cette étude est rendue nécessaire par la présence, dans les Alpes, d'un épisode métamorphique post-priabonien de type anchizonal à épizonal, qui a systématiquement affecté les affleurements paléogènes les plus internes.

Dans la troisième partie sont exposés, sous la forme d'études régionales, les résultats relatifs à l'analyse des formations détritiques paléogènes du domaine externe des Alpes occidentales. Quatre paragraphes permettront d'aborder, du Sud au Nord : les Alpes maritimes *s.l.*, le Champsaur et le Dévoluy, le Pays des Arves et la Haute-Savoie.

La recherche des sources potentielles des sédiments dans les massifs cristallins externes et les formations détritiques post-hercyniennes de couverture, ainsi que dans les unités allochtones alpines, permettra de préciser l'évolution paléogéographique du ou des bassins de sédimentation installés sur la marge orientale du craton européen au cours de la période paléogène.

La dernière partie sera consacrée aux synthèses géodynamiques.

PREMIÈRE PARTIE : THERMOLUMINESCENCE ET MÉTHODOLOGIE.

L'étude des matériaux de l'écorce terrestre par la méthode de thermoluminescence utilise le procédé comparatif. Le document de base est la courbe de TL qui traduit, sous une forme graphique, les caractères thermoluminescents d'un échantillon de roche ou d'un minéral. Chaque courbe constitue un élément de comparaison sur lequel s'appuie le raisonnement pour établir des relations ou mettre en évidence des incompatibilités entre les matériaux analysés. La qualité d'une telle démarche est étroitement liée au degré de reproductibilité, à la fiabilité des données brutes initiales. Aussi, tous les facteurs inhérents aux techniques de préparation et aux conditions expérimentales doivent-ils être parfaitement connus, puis éliminés par leur mise en dénominateur commun, afin que seuls soient pris en compte les caractères thermoluminescents intrinsèques des matériaux.

Cette première partie est donc consacrée à la présentation du phénomène physique, puis à l'étude des diverses méthodes auxquelles la thermoluminescence à recours pour que la lumière soit...

1 - PHÉNOMÉNOLOGIE DE LA THERMOLUMINESCENCE.

La production d'ondes électromagnétiques de fréquence définie peut actuellement être réalisée selon trois processus :

- par attribution d'un mouvement vibratoire à une charge électrique ;
- par réunion d'une particule matérielle et de son anti-particule ;
- par variation de l'énergie interne d'un système matériel électronique.

La thermoluminescence procède du troisième processus. Elle fait partie des luminescences cristallines qui comprennent les fluorescences et les phosphorescences. Le phénomène est défini comme la propriété que possède la matière d'absorber de l'énergie puis de la réémettre, par stimulation thermique, sous la forme d'un rayonnement visible ou proche du visible.

Toutes les émissions lumineuses dues à des variations d'énergie interne des édifices matériels atomiques, ioniques, moléculaires, suivent les mêmes règles quantiques. Elles peuvent être représentées par un même schéma énergétique explicité par G. MONOD-HERZEN dans les termes suivants :

"Le système absorbe de l'énergie, reste un certain temps à l'état excité, c'est-à-dire chargé d'une énergie interne supérieure à celle de son état stable fondamental, puis perd ce surcroît d'énergie, sous des formes variées – dont une est l'émission de lumière – enfin, le système, que l'émission pouvait n'avoir pas entièrement déchargé, revient, après une certaine durée, à son état initial".

Dans le cas qui nous intéresse, la matrice à laquelle s'applique ce schéma est le cristal. Elle dépend étroitement de la structure de l'atome et de l'existence du réseau cristallin, lequel influence directement le comportement des électrons.

Les mécanismes de luminescence sont expliqués par des modèles simples, qui schématisent les transferts d'électrons à l'intérieur de l'atome et du cristal. Ces modèles (fig. 3) sont tous constitués à partir de la théorie des bandes d'énergie issue des travaux de F. BLOCH (1928) et L. BRILLOUIN (1929).

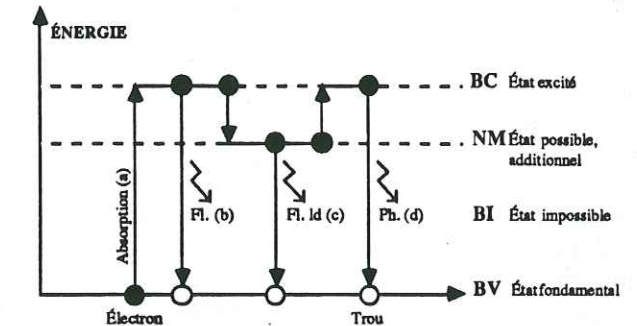


Fig. 3 - Schéma énergétique de trois types d'émission : fluorescence (b), fluorescence de longue durée (c) et phosphorescence (d) après absorption d'énergie (a), d'après G. MONOD-HERZEN (1966).

BC = Bande de conduction ; BI = Bande interdite ; BV = Bande de valence ; NM = Niveau métastable.

1.1 - STRUCTURE DE L'ATOME. RAPPEL.

Le schéma classique qui rend compte de la constitution des atomes est celui d'un noyau autour duquel gravitent des électrons. Ceux-ci possèdent à l'intérieur de l'atome une énergie quantifiée. Chaque électron est ainsi caractérisé par les valeurs numériques de quatre nombres quantiques entiers ou demi-entiers, qui précisent sa position par rapport au noyau, son moment cinétique de rotation, la forme des orbites sur lesquelles il gravite et leur orientation.

Au zéro absolu ($T = 0^\circ\text{K}$), les électrons se répartissent sur les couches électroniques ; ils occupent préférentiellement les niveaux de moindre énergie situés dans l'environnement immédiat du noyau. L'occupation des niveaux d'énergie s'effectue progressivement, en respectant le principe d'exclusion de PAULI, pour lequel deux électrons ne peuvent avoir tous leurs nombres quantiques identiques. Le dernier niveau occupé porte les électrons dits de valence. Les couches extérieures, et en particulier la couche périphérique, influencent directement les propriétés chimiques et optiques des éléments.

L'appareillage de thermoluminescence de l'Institut Polytechnique Méditerranéen

1.2 - FORMATION DU CRISTAL. THÉORIE DES BANDES.

La formation d'un cristal peut être représentée, dans le cas le plus simple, par le rapprochement progressif de deux atomes. Chaque atome possède des niveaux électroniques intérieurs remplis et des niveaux périphériques partiellement vides. Le rapprochement de deux atomes entraîne le chevauchement et l'interpénétration de leurs nuages électroniques respectifs. Il a pour résultat, du fait même du principe d'exclusion de PAULI qui interdit l'occupation multiple d'une même position, le déplacement de certains électrons vers les états quantiques inoccupés, d'énergie plus élevée. L'augmentation d'énergie totale du système provoque le dédoublement des niveaux énergétiques périphériques. Les niveaux profonds, saturés à 0°K et séparés des niveaux superficiels par la surface de FERMI, sont peu perturbés.

Pour n atomes, chaque niveau périphérique vide ou partiellement occupé sera divisé en n sous-niveaux. Ces sous-niveaux, très rapprochés les uns des autres et porteurs des électrons de valence, constituent à l'échelle du cristal des zones considérées comme continues que l'on appelle des **bandes de valence**.

Selon leur étendue, ces bandes se chevauchent, s'unissent en bandes plus larges ou restent séparées. Les bandes de valence des différents atomes qui constituent le cristal sont séparées par des régions dans lesquelles les électrons n'ont aucune position d'équilibre : les zones ou **bandes interdites**.

Les électrons occupent, à l'état fondamental, les bandes de valence. Un surcroît d'énergie, dite d'excitation, leur permet de rompre certaines liaisons de valence et de gagner des niveaux énergétiques supérieurs. Ils se conduisent alors comme des particules libres soumises seulement au potentiel périodique cristallin et aux réflexions de BRAGG. Les électrons évoluent à l'intérieur du cristal dans des **bandes de conduction** séparées des bandes de valence par les bandes interdites (fig. 3).

La théorie des bandes d'énergie permet d'interpréter le comportement à l'état cristallin des trois grandes classes de matériaux : les métaux, les semi-conducteurs et les isolants, que l'on distingue en fonction du degré de remplissage de leurs bandes de valence à l'équilibre thermique et de l'étendue des zones interdites.

Dans les **conducteurs**, les énergies de liaison entre les molécules sont fortes ; elles provoquent l'élargissement des bandes d'énergie et leur chevauchement. Il n'y a pas de bande interdite. Les électrons de valence peuvent, sous la seule

influence de l'agitation thermique, se répartir sur les niveaux vides de la bande de conduction. Les bandes de valence sont alors partiellement remplies.

Dans les **semi-conducteurs** et les **isolants**, les énergies de liaison entre les molécules sont d'importance moyenne. Elles laissent subsister, entre les bandes de valence et les bandes de conduction, des bandes interdites qui s'opposent au libre transfert des électrons d'une bande à l'autre. A 0°K, les bandes de valence sont soit saturées, soit totalement vides.

L'étendue de la bande interdite détermine les principales propriétés du cristal. Celui-ci est un semi-conducteur lorsque sa bande interdite ne dépasse pas 0,6 électron-volt. Il s'agit d'un isolant lorsque cette même bande s'étend sur plusieurs eV. Dans le premier cas, l'agitation thermique correspondant aux températures usuelles permet le passage des électrons de la bande de valence à la bande de conduction. Dans le second cas, la mobilité des électrons est nulle à la température ambiante.

Les minéraux des roches qui servent de marqueurs dans l'étude des matériaux de l'écorce terrestre par la méthode de thermoluminescence sont des isolants. Leur schéma énergétique de base se compose donc de trois bandes : une bande de valence, une bande interdite étendue, une bande de conduction.

1.3 - FLUORESCENCES ET PHOSPHORESCENCES. CRISTAUX PARFAITS, CRISTAUX REELS.

Le schéma énergétique à trois bandes est valable pour les cristaux parfaits. Il permet d'expliquer le mécanisme des fluorescences (fig. 3, a et b) : un électron de la bande de valence quitte l'état fondamental grâce à un apport d'énergie et gagne la bande de conduction. Il circule dans cette bande, puis retombe au bout d'un temps t , de l'ordre de 10^{-8} seconde, dans la bande de valence où il se recombine avec le trou laissé vacant par son départ lors de l'excitation. La recombinaison **électron-trou** est radiative.

Dans les cristaux réels, la périodicité cristalline est perturbée par la présence d'imperfections à une ou plusieurs dimensions, de nature physique ou chimique.

1.3.1 - Imperfections physiques.

Les premières sont des modifications permanentes du réseau parfait, attribuables aux vibrations thermiques. On distingue :

- les phénomènes d'**ionisation interne** provoqués par le transfert d'un électron d'une particule à l'autre ;

- les **lacunes** qui se forment par le déplacement d'un ion ou d'un atome neutre depuis un site cristallin interne jusqu'à un site de surface (défaut de SCHOTTKY), ou par migration d'un atome du réseau en position interstitielle, dans un site normalement non occupé (défaut de FRENKEL).

La lacune est le défaut le plus simple qui puisse affecter le solide cristallin. Elle absorbe l'ultra-violet.

Les secondes équivalent au glissement différentiel d'une partie du cristal. Il s'agit des **dislocations** qui naissent lors de la croissance des cristaux, par déformation plastique et/ou par cisaillement. Leur développement est favorisé par une croissance cristalline dans des conditions de faible sursaturation et par la présence de lacunes. Elles font intervenir des mécanismes de translation, de flexion et de rotation et se groupent en trois types principaux : les dislocations coin, vis et mixtes.

1.3.2 - Imperfections chimiques.

Elles nécessitent l'intervention des phénomènes de diffusion à l'état solide qui provoquent la pénétration d'ions, d'atomes **étrangers** dans le réseau cristallin et la formation de **centres colorés**. Le cristal est dit **dopé**. Ce type de défaut absorbe une partie du spectre visible ; il est responsable de la coloration du cristal.

L'impureté peut être substitutionnelle ou interstitielle. Dans le second cas, la nécessité de maintenir le cristal globalement neutre implique un échange d'électrons entre l'impureté et les bandes de valence des constituants atomiques normaux du cristal.

Un atome d'impureté est appelé **donneur** lorsque subsiste, après sa capture et l'établissement des liaisons covalentes normales avec ses plus proches voisins, un électron de valence en excès. Cet électron est disponible pour la conduction.

Un atome d'impureté est appelé **accepteur** lorsque son introduction dans le réseau cristallin nécessite, pour l'établissement de ses liaisons covalentes, le départ d'un électron de la bande de valence des constituants atomiques normaux du cristal. Ce mécanisme crée un trou positif susceptible de recevoir un électron de conduction, avec recombinaison **électron-trou** et émission lumineuse.

Les imperfections physiques et chimiques introduisent des dissymétries dans le réseau cristal-

lin parfait et provoquent, à l'échelle atomique, l'apparition de **centres de piégeage** et de **centre de recombinaison** (fig. 3 et 4).

Les centres de piégeage ou **pièges** sont caractérisés par une forte probabilité de capture d'un électron ou d'un trou. Ils introduisent, dans le schéma énergétique à 3 bandes, des niveaux supplémentaires, **métastables**, pour lesquels toute transition directe de l'électron ou du trou vers son état initial est interdite.

Un niveau métastable normalement vide, situé près de la bande de conduction, constitue un **piège à électrons**. Ce type de niveau est responsable de la persistance de l'émission après l'excitation. Un niveau normalement rempli d'électrons de la bande de valence, situé près de cette même bande, constitue un **piège à trous**. Il favorise la recombinaison **électron-trou**, donc la production de lumière.

Les centres de recombinaison **électron-trou** sont de deux types. Les **centres luminogènes** ou **activateurs** permettent la réémission de l'énergie absorbée par transition optique radiative ; ils sont responsables du spectre d'émission de la lumière produite. Les **centres poisons** ou **inhibiteurs** dissipent l'énergie absorbée sous la forme d'énergie vibrationnelle.

Ces centres répartis sur des niveaux métastables permettent d'expliquer la phénoménologie des phosphorescences. Trois modèles de base, qui combinent différemment les centres de piégeage et les centres de recombinaison, sont actuellement envisagés :

Le **modèle A** de RIEHL-SCHÖN-KLASENS est fondé sur la présence d'un niveau de recombinaison situé à quelques dixièmes d'eV au-dessus de la bande de valence. Sur ce niveau, la probabilité de capture est aussi forte pour un électron de conductibilité que pour un trou de valence.

Le **modèle B** de LAMBE et KLICK fait intervenir un centre de piégeage qui constitue un état transitionnel pour l'électron de conduction avant sa retombée directe dans la bande de valence.

Le **modèle C** de WILLIAMS et PRENER est du type "donneur-accepteur associé". L'émission lumineuse intervient par recombinaison, après la double capture des électrons et des trous par leurs centres appropriés.

Le modèle le plus simple qui est actuellement utilisé dans la plupart des travaux est une variante du modèle C.

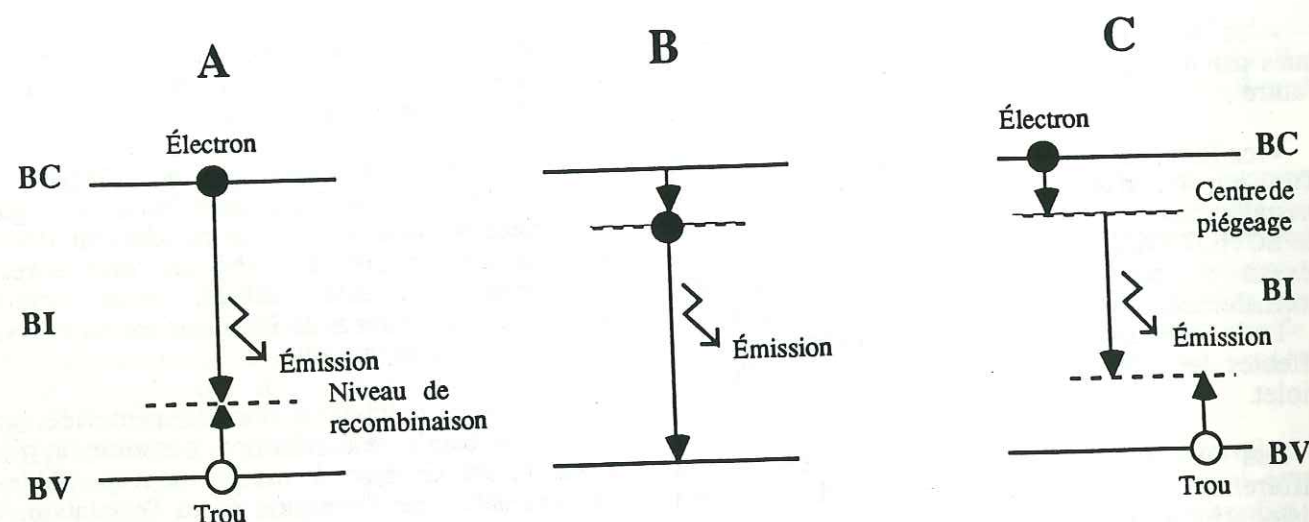


Fig. 4 - Modèles de base des centres et mécanismes de recombinaison d'après D. CURIE (1960).

L'absorption d'énergie par le système cristallin provoque le passage des électrons de la bande de valence (BV) dans la bande de conduction (BC), puis leur piégeage sur des niveaux métastables (NM). La probabilité de piégeage des trous augmente. Un nouvel apport d'énergie est nécessaire pour dépiéger les électrons qui gagnent alors les niveaux de recombinaison (NR) après passage par la bande de conduction. La recombinaison électron-trou est génératrice d'une phosphorescence.

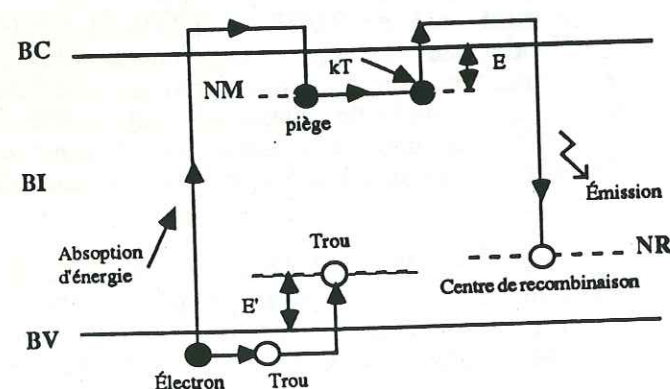


Fig. 5 - Schéma énergétique d'une thermoluminescence.

E = profondeur énergétique des pièges à électrons ;
E' = profondeur énergétique des pièges à trous.
(Explications dans le texte).

Le dépiégeage des électrons peut être réalisé par des voies physiques, chimiques ou thermiques. On parle respectivement de radioluminescence, d'électroluminescence, de triboluminescence, de chimiluminescence, de thermophosphorescence ou thermoluminescence.

La thermoluminescence est donc une phosphorescence activée thermiquement.

On admet actuellement que l'énergie d'activation nécessaire au piégeage des électrons et/ou des trous sur les niveaux métastables est fournie, dans la nature, par les radio-éléments contenus à l'état de traces dans les minéraux des roches. La durée de vie des électrons sur ces niveaux est variable, de l'ordre de la fraction de seconde au million d'années.

On distingue actuellement deux types de thermoluminescence :

- la thermoluminescence naturelle (TLN) qui rend compte du piégeage des électrons par les radio-éléments naturels au cours des périodes géologiques ;

- la thermoluminescence artificielle (TLA) qui désigne une émission lumineuse obtenue après vidage des niveaux métastables par préchauffe, puis repiégeage des électrons par irradiation électromagnétique ou corpusculaire (rayons X ou rayons γ , particules α , β , protons, etc.) à basse température.

Les sigles TLN et TLA seront employés dans la suite de l'exposé.

2 - DE LA PHYSIQUE À LA GÉOLOGIE...

2.1 - DOMAINES D'APPLICATION DE LA TL AUX SCIENCES DE LA TERRE.

L'intérêt du phénomène physique dans ses applications aux Sciences de la Terre apparaît clairement lorsqu'on analyse les causes de la thermoluminescence des minéraux.

La théorie nous apprend, en effet, que les imperfections physiques et chimiques déterminent l'apparition des niveaux métastables dans les cristaux réels. Ces imperfections naissent, pour la plupart, lors des processus de croissance des minéraux, dans des conditions de pression et de température bien déterminées, dans un environnement chimique donné.

La multiplicité des facteurs qui interviennent au cours de la cristallisation des minéraux doit se traduire par une variabilité qualitative et quantitative importante de ses imperfections ; la position et le nombre des niveaux métastables, ainsi que leur aptitude à piéger les électrons et les trous, ne doivent jamais être rigoureusement identiques.

Ce que la théorie laisse entrevoir, l'expérience le montre : les courbes de TL d'une même espèce minérale sont largement polymorphes suivant les types de gisement. L'émission lumineuse constitue l'équivalent d'une empreinte digitale du minéral ; elle peut nous renseigner, moyennant certaines précautions, sur ses conditions de cristallisation, ou nous aider à effectuer des comparaisons entre minéraux ayant eu une cristallogénèse identique.

Le champ d'investigation de la TL dans le domaine des Sciences de la Terre apparaît donc vaste.

Trois axes de recherche majeurs sont actuellement développés en direction de la géochronologie, de la métallogénie et de la paléogéographie.

En géochronologie, les possibilités de datation absolue des vestiges archéologiques, suggérées dès 1953 (F. DANIELS, C.A. BOYD et D.F. SAUNDERS), sont actuellement bien établies grâce aux travaux du Laboratoire de Physique appliquée à l'Archéologie et à l'Histoire de l'Art d'Oxford, en Grande Bretagne (M.S. TITE et J. WAINE, 1962 ; M.J. AITKEN, D.W. ZIMMERMAN et S.J. FLEMING, 1968), et du Centre de Recherches de la Commission à l'Energie Atomique du Danemark à Risø (V. MEJDAHL, 1969 et 1972). La précision sur les mesures, qui était de l'ordre de 20% au cours des années 60, a été progressivement amenée à 10%, puis 5% (M. SCHVOERER *et al.*, 1975).

Des coulées de laves d'âge récent ont également

été datées par TL (B.E. SABELS, 1960, 1962 ; A. ROMAN, 1975 ; J. GUERIN, 1983). Le champ d'application de la méthode s'étend de -2500 ans à -250.000 ans, avec une précision de la mesure qui est de l'ordre de $\pm 5\%$ (J.M. RODD, 1977). La datation de sédiments quaternaires dont l'âge approche le million d'années est actuellement envisagée (J. FAIN et D. MIALLIER, 1988).

La saturation rapide des centres de piégeage à l'échelle des périodes géologiques (*cf.* pp. 96-98), rend problématique l'emploi de la TL pour la datation d'événements antérieurs au Quaternaire.

En métallogénie, la thermoluminescence est employée comme guide de prospection, avec dénombrement des phases de cristallisation, évaluation de leur âge relatif et différenciation des épisodes minéralisés et stériles (R. MAZERAN, 1973, 1975 ; F. LAUZAC et R. SERMENT, 1974). L'état actuel de ces recherches est particulièrement avancé, avec l'élaboration d'une typologie des quartz filoniens minéralisés (R. MAZERAN, 1982).

En paléogéographie, les minéraux des formations sédimentaires détritiques et des complexes éruptifs ou métamorphiques sont thermoluminescents. L'analyse TL comparée permet d'établir des corrélations ou des impossibilités entre ces matériaux et d'effectuer, ainsi, des reconstitutions paléogéographiques en suivant, dans l'espace et dans le temps, la distribution et l'évolution de sédiments provenant d'aires sialiques distinctes.

Historique. - L'emploi de la thermoluminescence en sédimentologie et en paléogéographie est relativement récent. Deux étapes marquent le développement des connaissances.

Au cours d'une première période, que l'on peut situer entre 1964 et 1969, les recherches ont porté sur des formations détritiques pour lesquelles des modèles paléogéographiques avaient été proposés antérieurement, à partir de techniques purement géologiques : comparaison de lithofaciès et analyse structurale. L'objectif suivi était double : soumettre la TL à une série de tests de validité, en partant de données géologiques connues ou supposées telles et, conjointement, conforter des hypothèses de terrain par une méthode analytique auréolée de ses bases physiques et donc réputée exacte. Ce type de démarche scientifique, commutatif, est fréquent depuis l'introduction de techniques d'investigation physiques et chimiques dans le domaine des Sciences de la Nature.

Les premiers travaux de P. BROQUET et J.-M. CHARLET (1965), de P. BROQUET (1968, 1972) de A. BEUGNIES *et al.* (1969), qui portent sur l'analyse des formations détritiques de la Méditerranée centrale et centro-occidentale (Sicile, Tunisie et Algérie orientale), s'inscrivent

dans cette optique ; de même, les recherches de J.-M. CHARLET (1966) sur les formations paléozoïques de l'Ardenne. Dans chaque cas, l'accent est mis sur la concordance des résultats expérimentaux et des données de terrain.

À partir de 1969, le champ d'investigation de la méthode sera étendu aux Pyrénées (J.-M. CHARLET et M. WATERLOT, 1969), aux formations détritiques tertiaires des Alpes occidentales (J.-P. IVALDI, 1971, 1973 et 1974), ainsi qu'à d'autres éléments de l'orogène nord-maghrébin (J. DELTEIL, 1974). Et si de nombreux résultats continuent à conforter les données de la géologie classique, d'autres, par contre, les compléteront ou iront à leur rencontre.

Dès cette époque, la TL est en mesure de proposer des solutions originales, qui lui sont propres. À partir de ses résultats sont élaborés, pour les formations paléogènes de type "Grès d'Annot" des Alpes sud-occidentales, des schémas paléogéographiques cohérents. Ceux-ci précisent, sans ambiguïté, le nombre et la position des principales zones d'alimentation : ils font intervenir, massivement, le démantèlement d'un massif cristallin méridional qualifié de "corsarde" et surtout — fait nouveau — l'érosion des nappes alpines — les flyschs à Helminthoïdes plus précisément — en cours de structuration. Le caractère syntectonique de la sédimentation paléogène est ainsi clairement démontré dans cette partie des Alpes occidentales.

Alors que la méthode paraît avoir acquis des bases stables vont être publiées, coup sur coup, deux notes contradictoires portant sur un sujet qui passionnait, à l'époque, bon nombre de chercheurs : l'origine du matériel numidien d'Afrique du Nord et de Sicile.

En 1970, A. CAIRE et P.E. COIFFAIT vont affirmer que "les dragées de quartz du flysch numidien viennent de la province sarde et non pas de la province saharienne". En 1972, P.E. COIFFAIT, seul, dans une note au titre moins suggestif, réfute ses affirmations antérieures en concluant qu'il ne paraît plus possible de se fonder sur la TLN des sédiments pour nier une origine saharienne du flysch numidien d'Algérie et de Tunisie⁴.

Il est nécessaire de replacer ces deux publications dans leur contexte historique pour mieux saisir et comprendre le climat de suspicion qui va désormais entourer tout nouveau résultat de TL. C'est en effet l'époque où s'affrontent, en Afrique du Nord, deux écoles de pensée, avec les tenants d'une origine ultra-kabyle ou citra-kabyle des flyschs maghrébins. Et les résultats de la thermoluminescence serviront de caution à l'une ou à l'autre des hypothèses en présence, au gré de leurs variations⁵.

Sans vouloir entrer dans ce débat complexe, il convient cependant de faire remarquer que, dans le cas précis de l'Afrique du Nord, la répartition spatiale des provinces

distributives du Numidien n'infère pas forcément la position du bassin de sédimentation de la formation par rapport à la dorsale kabyle. On sait, en effet, que le Numidien est d'âge oligocène et miocène et que les notions "d'ultra" et de "citra-kabyle" ont été définies pour des flyschs anté-lutéliens, donc pour des paléogéographies antérieures et différentes.

Ces divergences avaient des causes conjoncturelles, mais aussi méthodologiques, liées, dans ce dernier cas, au degré de développement de la méthode qui n'en était encore qu'à un stade expérimental.

Très souvent ont été comparés, à partir d'une analyse sur roche totale, des matériaux aussi différents que des conglomérats, des grès grossiers, des grès fins micacés feldspathiques ou glauconieux, des quartzites, du quartz filonien, des dragées de quartz, etc. Les résultats et leur interprétation ne pouvaient être cohérents. Dans le cas des analyses sur roche totale, la forme des courbes de TL dépend étroitement de la proportion de feldspaths dans les poudres.

Les dragées de quartz sont généralement peu thermoluminescentes ; elles fournissent, de plus, une information fragmentaire, hétérogène. Leur étude ne peut constituer qu'un élément d'information secondaire (cf. *infra*, p. 23).

L'expérience a montré que seules les analyses sur le quartz "en grains" (le quartz étant choisi dans ce cas comme marqueur TL), permettent d'effectuer des comparaisons valables et aisées entre les formations détritiques et les sources de matériel déritique.

J'ai précisé (J.-P. IVALDI, 1977), qu'en Algérie orientale et centrale, le matériel numidien est polygénique, déposé dans un bassin de sédimentation alimenté *pro parte* par le démantèlement du Continental intercalaire saharien, lequel s'oppose, par ses caractères TL, aux formations détritiques du Perno-Trias kabyle.

Les erreurs commises sur les flyschs de l'orogène nord-maghrébin, qui prennent leur source dans un emploi inadéquat de la thermoluminescence et dans une interprétation dirigée de ses données, jetèrent un discrédit durable sur la méthode. Certains auteurs, généralement peu au fait des problèmes de TL d'ailleurs, n'hésitèrent pas à remettre en cause le principe même de l'utilisation de la méthode analytique en paléogéographie.

D'autres méthodes connurent les mêmes errements à leur début. Récemment encore, C.J. ALLEGRE et J.-M. HAMET n'ont-ils pas proposé deux datations radiochronologiques Rb/Sr du granite du Folat qui différaient, à huit ans d'intervalle, d'une cinquantaine de millions d'années⁵ ? Personne ne met en cause, pour autant, l'intérêt des études géochimiques.

⁴ La lecture des observations et réponses qui suivent la publication de P.E. COIFFAIT à la Société Géologique de France est, à ce sujet, particulièrement significative.

⁵ L'isochrone des minéraux et des roches totales passait, entre 1968 et 1976, de -340 mA à -290/-280 mA, avec "a younger age... in good agreement with the structural position of the Folat massif" qui comme chacun sait "is similar to that of the Sidobre", batholite dont le caractère post-tectonique est reconnu depuis longtemps. La "granitisation du Folat due à l'injection d'un magma granodioritique dans les sédiments" s'inscrivait ainsi plus harmonieusement dans le cadre de "two different episodes of granitization occurred during Hercynian time" dans la Montagne Noire...

2.2 - DOMAINE DE VALIDITÉ DE LA MÉTHODE EN PALÉOGÉOGRAPHIE.

2.2.1 - Agents de la thermoluminescence. Postulats et principes de base.

L'emploi de la TL en sédimentologie et paléogéographie repose sur deux postulats :

- l'émission lumineuse dépend des conditions de cristallisation des minéraux. Elle est fonction de leur histoire génétique et diffère, à l'échelle régionale, d'une entité géologique à une autre ;

- la nature, le nombre des centres de piégeage et leurs potentialités à piéger les électrons métastables, caractères acquis par le minéral lors de la cristallogenèse, demeurent stables au cours de l'évolution post-génétique des minéraux.

La valeur des résultats dépend étroitement de celle de ces postulats.

Les agents de la thermoluminescence des minéraux des roches carbonatées sont actuellement bien définis.

De nombreux travaux expérimentaux précisent l'influence de facteurs physico-chimiques tels que la température ou la stœchiométrie des mélanges réactionnels dans l'acquisition des propriétés TL de la calcite (W.L. MEDLIN, 1959, 1964 et 1967 ; D. LAPRAZ, 1980) et de la dolomite (W.L. MEDLIN, 1961, 1963).

L'ion Mn^{2+} , en substitution de Ca^{2+} , le groupement $(CO_3)^{2-}$ et, à un degré moindre, l'ion Pb^{2+} , jouent un rôle essentiel dans le mécanisme de la thermoluminescence des cristaux synthétiques de calcite. Parmi les défauts cristallins, les zones de croissance des minéraux perturbent la TL en atténuant fortement son émission.

Ces propriétés peuvent être modifiées par des agents diagénétiques (E.J. ZELLER *et al.*, 1955), dynamiques (J. HANDIN *et al.*, 1957 ; A. DEBENEDETTI, 1958 ; E.E. ANGINO, 1959 ; M. D'ALBISSIN *et al.*, 1962), thermiques (E.J. ZELLER, 1954 ; N.M. JOHNSON, 1963).

La haute sensibilité des roches carbonatées aux facteurs tels que la pression et la température permet d'envisager l'emploi de la TL dans les domaines de la déformation rigide et de la déformation plastique des matériaux. Elle s'oppose par contre à toute caractérisation et corrélation directe des lithofaciès calcaires et dolomitiques par la méthode.

L'étude des agents de la thermoluminescence est d'un abord plus difficile en ce qui concerne les

minéraux usuels des roches silico-alumineuses éruptives, métamorphiques et sédimentaires. Bien que les techniques de synthèse soient maintenant bien maîtrisées, rares sont les physiciens et les chimistes qui ont abordé, à ce jour, les relations entre la thermoluminescence, la cristallogenèse et l'épigenèse.

Les recherches sur le quartz et les feldspaths n'ont pas dépassé le stade préliminaire (S. IIMORI et E. IWASE, 1935 ; F. DANIELS *et al.*, 1953 ; A. DEROULEDE *et al.*, 1962), ou demeurent strictement expérimentales, sans application directe aux problèmes géochimiques et pétrogénétiques (G.W. ARNOLD Jr., 1960 ; W.L. MEDLIN, 1963 ; Y. ICHIKAWA, 1968 ; D.W. McMORRIS, 1971 ; V.S. BALITSKII *et al.*, 1971). Dans d'autres cas, les travaux concernent des minéraux accessoires comme l'apatite (R. CHESSEX, 1962 ; D. LAPRAZ, 1980), ou le zircon (A.A. KRASNOBAEV, 1964 ; C. BETTINALI *et al.*, 1969 ; P. IACCONI, 1979).

Pour le quartz, tous les atomes dont le rayon est du même ordre de grandeur que celui du silicium peuvent être considérés comme des impuretés substitutionnelles potentielles. En fait, les minéraux des roches quartzo-feldspathiques sont des matrices cristallines de type ionique ou ionique-covalent, et c'est le rayon ionique du silicium et des autres éléments constitutionnels mesuré dans le cristal qu'il convient de considérer. Les activateurs les plus couramment cités sont l'aluminium, le germanium et le titane. Le lithium et le sodium, les associations "lacune d'oxygène — oxygène interstitiel", l'hydrogène en tant que compensateur de charge au voisinage d'aluminiums coordonnés tétraédriquement ou générateur de radicaux oxydryles, sont également susceptibles de modifier la TL du quartz.

L'action des facteurs thermo-dynamiques post-génétiques sur la thermoluminescence des roches silico-alumineuses n'a fait l'objet jusqu'à présent d'aucune étude exhaustive. C'est par l'expérience et l'observation qu'ont été vérifiés, dans le cadre de ce travail, les deux postulats exposés ci-dessus.

L'analyse systématique des granitoïdes des Maures, du Massif Central, du Massif Armoricain et des massifs cristallins externes alpins (fig. 6), pour ne citer que le seul cas des massifs hercyniens français, révèle de grandes variabilités dans la TL du quartz. Ces variations que l'on observe parfois, de façon progressive, à l'intérieur d'un même batholite (R. MAZERAN, 1969), ne peuvent être interprétées qu'en fonction de cristallogenèses ou d'évolutions post-génétiques différentes de l'espèce minérale considérée.

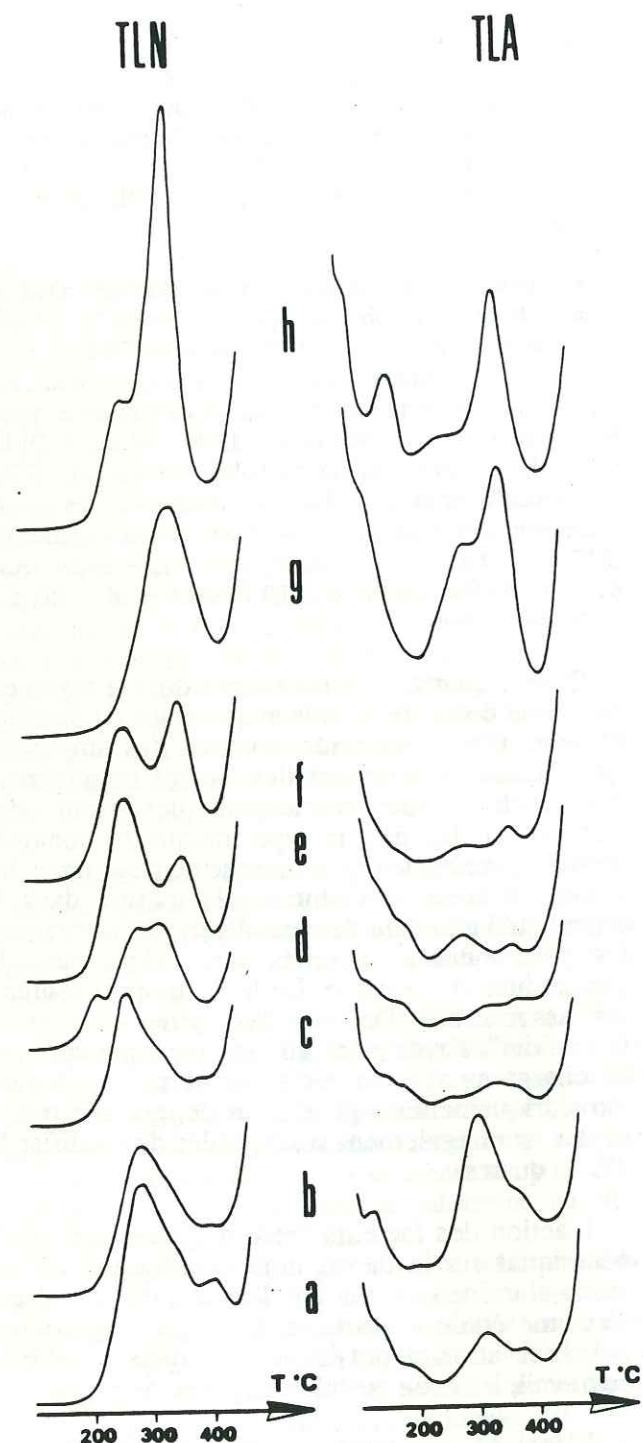


Fig. 6. - Thermoluminescence naturelle et artificielle du quartz de quelques granites hercyniens français.

a, b : Mayet de Montagne et Sidobre, Massif Central ;
c, d : Concarneau et Ploumanach, Massif Armoricain ;
e, f : Riéou Blanc et Beaufort, Alpes occidentales ;
g, h : Camarat et Rouet, Maures.

La sensibilité du picoampèremètre est de 3.10^{-7} A pour la TLN du granite du Rouet, de 1.10^{-7} A pour les autres courbes de TLN et de TLA.

Pour une région donnée, l'étude conjointe d'un socle et des formations détritiques de sa couverture sédimentaire autochtone ou peu déplacée, non métamorphique, fait apparaître des relations TL évidentes entre les roches mères et les sédiments hérités.

En Provence (fig. 7), la filiation dégagée, au niveau des quartz, entre des formations sédimentaires dont les âges s'étendent sur plus de 200 millions d'années, depuis le Permien jusqu'au Miocène inclus, et le socle des Maures et du Tanneron, est particulièrement significative à cet égard. Les caractères de TLN et de TLA sont remarquablement conservés et ne s'atténuent que dans des formations à matériaux évolués, où le pourcentage de quartz matures est fort : grès glauconieux de l'Aptien-Albien, sédiments éocènes et miocènes.

Deux traits principaux caractérisent la thermoluminescence du stock quartzueux provençal : les émissions de TLN, qui varient dans un rapport de 1 à 3, sont fortes ; les trois pics de TLA et notamment le pic centré à 200°C (flèche), sont toujours bien exprimés, parfois intenses. Ces paramètres, présents dans les complexes métamorphiques et éruptifs des Maures et du Tanneron, se retrouvent systématiquement dans les quartz des formations détritiques du Paléozoïque supérieur, du Mésozoïque et du Cénozoïque du tégument et de la couverture sédimentaire septentrionale de l'ensemble cristallin provençal. Au Permien, au Crétacé supérieur, à l'Oligocène et au Miocène, l'adjonction, au stock commun, de quartz bipyramédés, également d'origine méridionale, provoque, en TLN, une augmentation de l'intensité de l'émission de basse température, qui s'accompagne parfois d'une inversion de polarité des deux pics. La TLA reste, dans ce cas, inchangée : les populations appartiennent toutes à une même province paléogéographique.

Il s'agit là d'un très bel exemple de remobilisation successive, en milieu marin ou subaérien, de populations de quartz issues d'une même province distributive : la Provence cristalline, avec reprise intermittente de l'érosion au niveau des socles et de leur tégument (J.-P. IVALDI, 1973 ; G. GIANNERINI et J.-P. IVALDI, 1980).

La stabilité des caractères TL des quartz détritiques dans la zone de la diagenèse est ainsi démontrée entre l'Hercynien et la période actuelle.

Le cas des formations gréseuses métamorphiques sera abordé dans la seconde partie de ce travail.

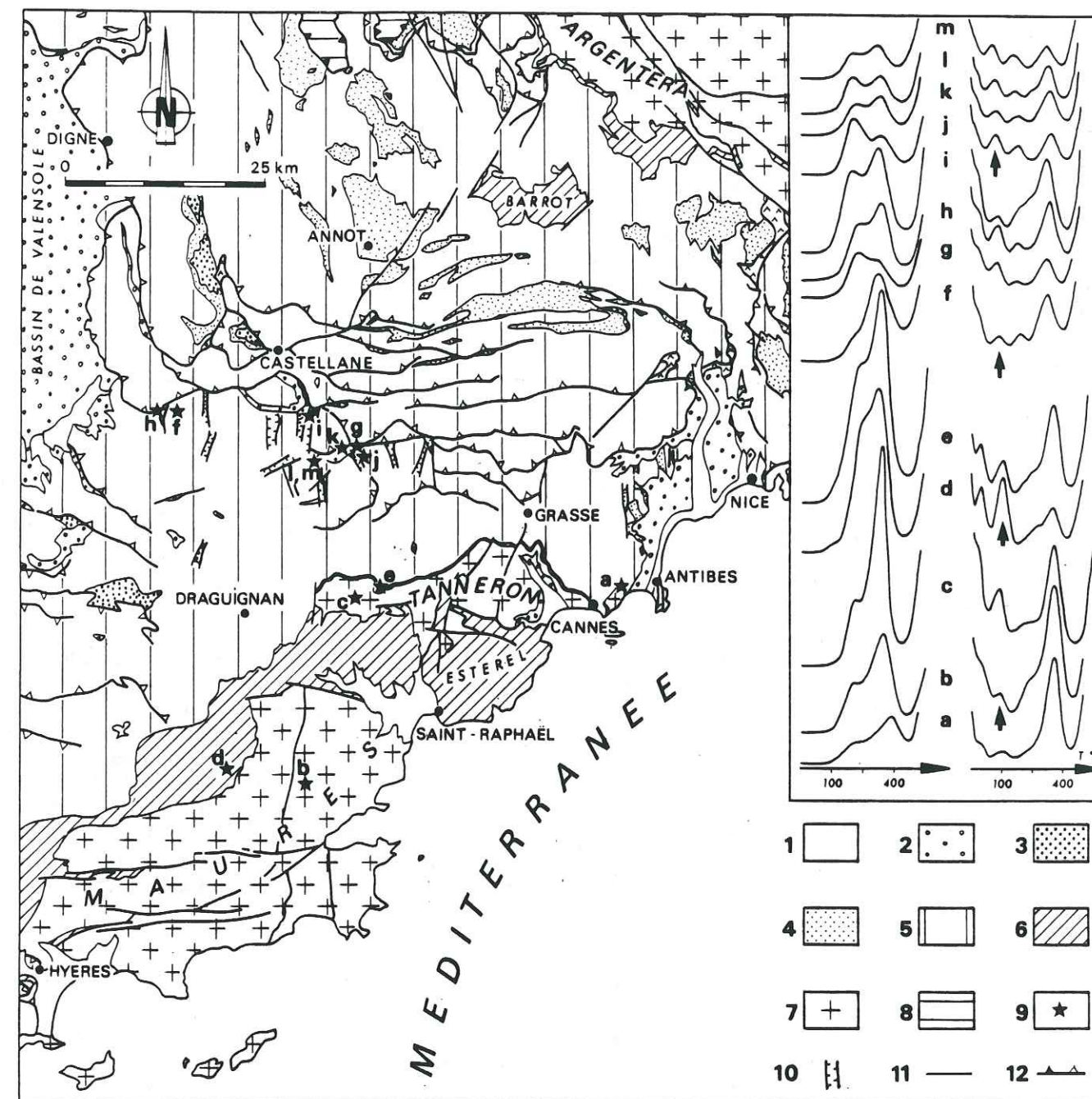


Fig. 7 - Évolution de la thermoluminescence naturelle et artificielle du stock quartzueux provençal dans les socles des Maures et du Tanneron et leur couverture sédimentaire post-hercynienne.
a - m : coupe synthétique NS, revers septentrional de l'ensemble cristallin.

1. Quaternaire ; 2. Néogène ; 3. Paléogène continental ; 4. Paléogène marin ; 5. Couverture mésozoïque provençale et dauphinoise ; 6. Carbonifère et Permo-Trias ; 7. Massifs cristallins régionaux ; 8. Domaine alpin interne ; 9. Sites de prélèvement ; 10. Fossés provençaux à remplissage oligocène ; 11. Limites stratigraphiques ; 12. Limites tectoniques.

a, migmatites du Tanneron ; b, granite du Plan de la Tour ; c, granite du Rouet ; d, arkoses permienes du bassin du Luc (formation rouge inférieure) ; e, arkoses triasiques de St.-Paul-en-Forêt ; f, grès glauconieux aptiens de La-Palud-sur-Verdon ; g, sables à niveaux ligniteux sénoniens de La Bastide ; h, sables grésifiés du Turonien-Coniacien de La-Palud-sur-Verdon ; i, marnes sableuses de l'Éocène inférieur et moyen d'Eoulx ; j, sables oligocènes du fossé de Ripples ; k, mégabrèches oligocènes du fossé de La Bastide ; l, m, marnes sableuses ("série grise") et brèches à Microcodium du Miocène de Brovès. La sensibilité du picoampèremètre est de 3.10^{-7} A pour la TLN, 1.10^{-7} A pour la TLA. Le pic de basse température de TLA (90°C) n'a pas été représenté en raison de sa très forte intensité.

2.2.2 - Choix du marqueur TL.

Dans le cas des roches silico-alumineuses, l'analyse comparée des formations détritiques et des matériaux de leurs sources potentielles peut être effectuée à partir de la **roche totale** ou de chacun de ses constituants **monominéraux** : quartz, feldspaths, minéraux accessoires.

L'expérience montre que les analyses sur roche totale (cf. historique, p. 16), ou sur les feldspaths, fournissent des résultats dont l'interprétation est très délicate.

• La thermoluminescence de la roche totale (fig. 8, c) intègre l'émission de l'ensemble de ses minéraux, mais traduit surtout celle des feldspaths et du quartz.

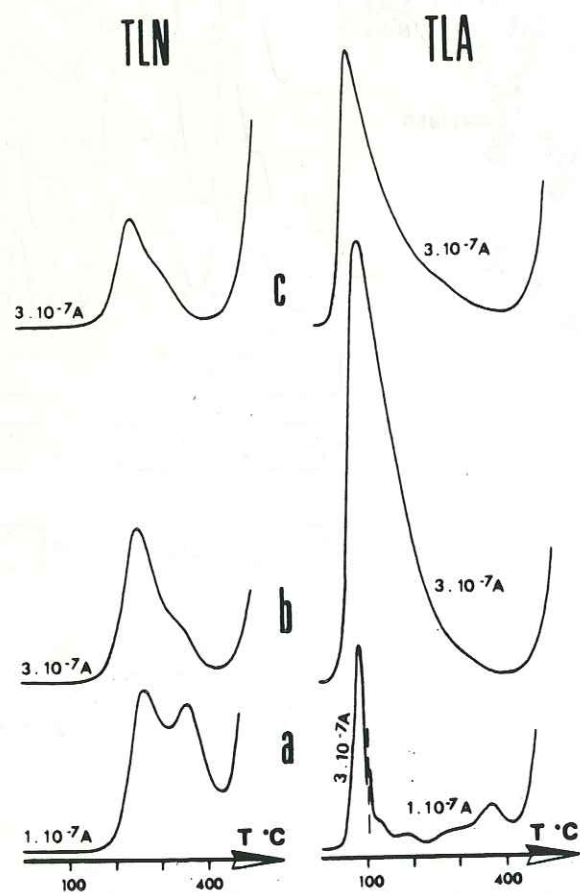


Fig. 8. - Thermoluminescence comparée des minéraux en grains : quartz (a), feldspath potassique (b), et de la roche totale (c) des grès paléogènes du synclinal de Contes (Menton 1/50.000ème, Bendejun, x = 182,8 ; y = 998,5).

Noter la faible intensité de TL du quartz (Sp. = 1.10^{-7} A contre 3.10^{-7} A), mais la meilleure discrimination de ses émissions, avec deux maximums nets en TLN et cinq en TLA.

Les courbes de TLN de ces deux espèces minérales sont constituées par deux pics composites majeurs, dont les températures apparentes sont très voisines. Les courbes de TLA ont, par contre, des formes plus spécifiques (fig. 8, a, b, c).

D'une manière générale, les feldspaths calcosodiques et potassiques sont les minéraux les plus thermoluminescents des roches détritiques. Leurs intensités de TLN et de TLA atteignent fréquemment des valeurs dix fois supérieures à celle du quartz. Des essais effectués sur les Grès d'Annot montrent que 5% de feldspaths suffisent à modifier de façon très sensible l'émission du quartz (fig. 9). Le phénomène est particulièrement net en TLA.

La thermoluminescence de la roche totale évolue donc essentiellement en fonction du pourcentage de feldspaths. Cette technique d'analyse rend problématique la distinction de populations de quartz ou de feldspaths d'origine diverse au sein d'une formation détritique donnée.

• La thermoluminescence naturelle des feldspaths varie en fonction de trois processus : l'altération météorique, la déformation sous contrainte, la photodéexcitation (M. OGIER, 1969). Les perturbations qui en résultent : transfert d'éléments en traces, modification de la composition chimique globale des minéraux et de leur structure cristalline, provoquent l'apparition ou la disparition de pics de TL, l'augmentation ou la diminution de l'intensité globale et relative des émissions lumineuses.

La complexité chimique de ces espèces minérales rend leur séparation difficile, voire pratiquement impossible dans le cas des solutions solides que sont les plagioclases.

Pour ces raisons, l'utilisation des feldspaths et de leur thermoluminescence est à proscrire dans les études à finalité paléogéographique.

• La thermoluminescence du quartz est indépendante des processus de diagenèse et d'altération des roches (cf. *supra*, p. 18). La stabilité de ses propriétés TL — qui se traduit par une reproductibilité parfaite des courbes — son abondance dans les roches exogènes et endogènes, font de ce minéral un excellent marqueur TL des formations détritiques diagénétiques. Seul son emploi dans les domaines métamorphiques nécessite des précautions.

Avec le quartz, le zircon est également un bon marqueur. Il a cependant le désavantage d'être moins abondant dans les roches quartzo-

feldspathiques ; sa séparation nécessite l'emploi de techniques dont la mise en oeuvre est lente et onéreuse.

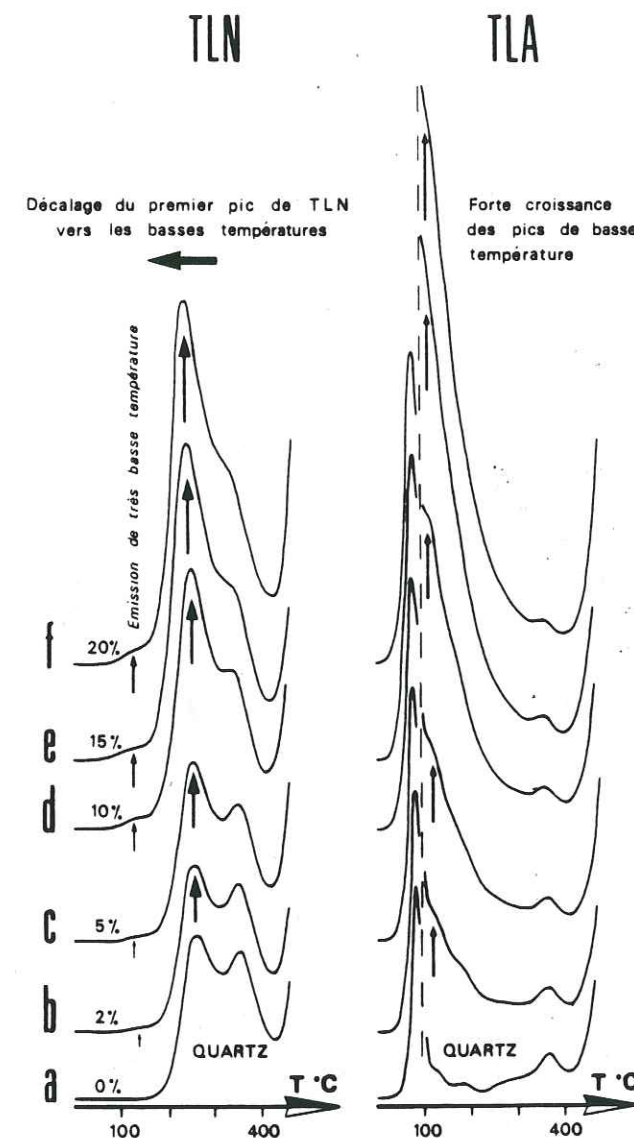


Fig. 9 - Influence des feldspaths sur la thermoluminescence du quartz. Minéraux en grains des grès paléogènes du synclinal de Contes (Menton, 1/50.000ème, Bendejun, x = 182,8 ; y = 998,5).

a, quartz, b, c, d, e, f : mélanges, dans des proportions diverses, de poudres de quartz et de feldspaths potassiques. L'émission TL des feldspaths masque rapidement les pics de basse température du quartz, puis englobe progressivement les pics de haute température en fonction de teneurs croissantes de ces minéraux dans les poudres (0, 2, 5, 10, 15, 20% de feldspaths). Sensibilité du picoampèremètre : 1.10^{-7} A.

2.2.3 - Recherche des éléments de comparaison.

Le choix du marqueur arrêté, il convient de définir les objets sédimentaires à partir desquels sont effectuées les comparaisons TL. La signification exacte de leurs émissions respectives doit être précisée.

Les faciès des formations détritiques paléogènes des Alpes occidentales sont très diversifiés, avec des conglomérats et des microconglomérats polygéniques, des calcaires détritiques, des sables inégalement grésifiés et des marnes sableuses, des grès parfois très indurés alternant avec des pélites, des grauweekes.

L'éventail des possibilités qu'offrent ces formations dans l'emploi du phénomène de thermoluminescence à des fins de reconstitutions paléogéographiques est étendu. Trois types d'analyses seront retenus :

• L'analyse du quartz "en grains" fournit une information globale qu'il est nécessaire de dégager avant toute étude plus approfondie. Le quartz "total", séparé à partir d'un échantillon de roche conséquent, est le seul matériel dont la thermoluminescence soit homogène à l'échelle de l'unité lithostratigraphique de base qu'est la strate (fig. 10, A). La forme des courbes est stable ; la variabilité des principaux paramètres de TL reste faible : moins de 5% pour les intensités globales et relatives des émissions, $\pm 5^\circ\text{C}$ pour les températures des pics.

La courbe obtenue rend compte de la totalité des populations de quartz présentes, en proportion variable, dans la roche. Elle intègre l'émission photonique de types de quartz d'origines diverses : éruptive, métamorphique et sédimentaire. Cette technique d'analyse permet de caractériser une formation détritique par un ou plusieurs types de courbes de TLN et de TLA, dont on étudie les variations dans l'espace et dans le temps à l'échelle du bassin sédimentaire. Elle nous renseigne sur les grands traits paléogéographiques des régions considérées, image que l'on affine par une étude aussi exhaustive que possible des sources potentielles des matériaux terrigènes.

L'analyse comparée des résultats permet de dégager des relations ou d'établir des incompatibilités entre les matériaux analysés.

• L'analyse du cortège des éléments conglomératiques sédimentaires, éruptifs et métamorphiques des formations détritiques apporte d'utiles précisions sur l'alimentation de parties précises du bassin sédimentaire étudié.

Cette technique sera employée, en complément de la précédente, pour les affleurements paléogènes

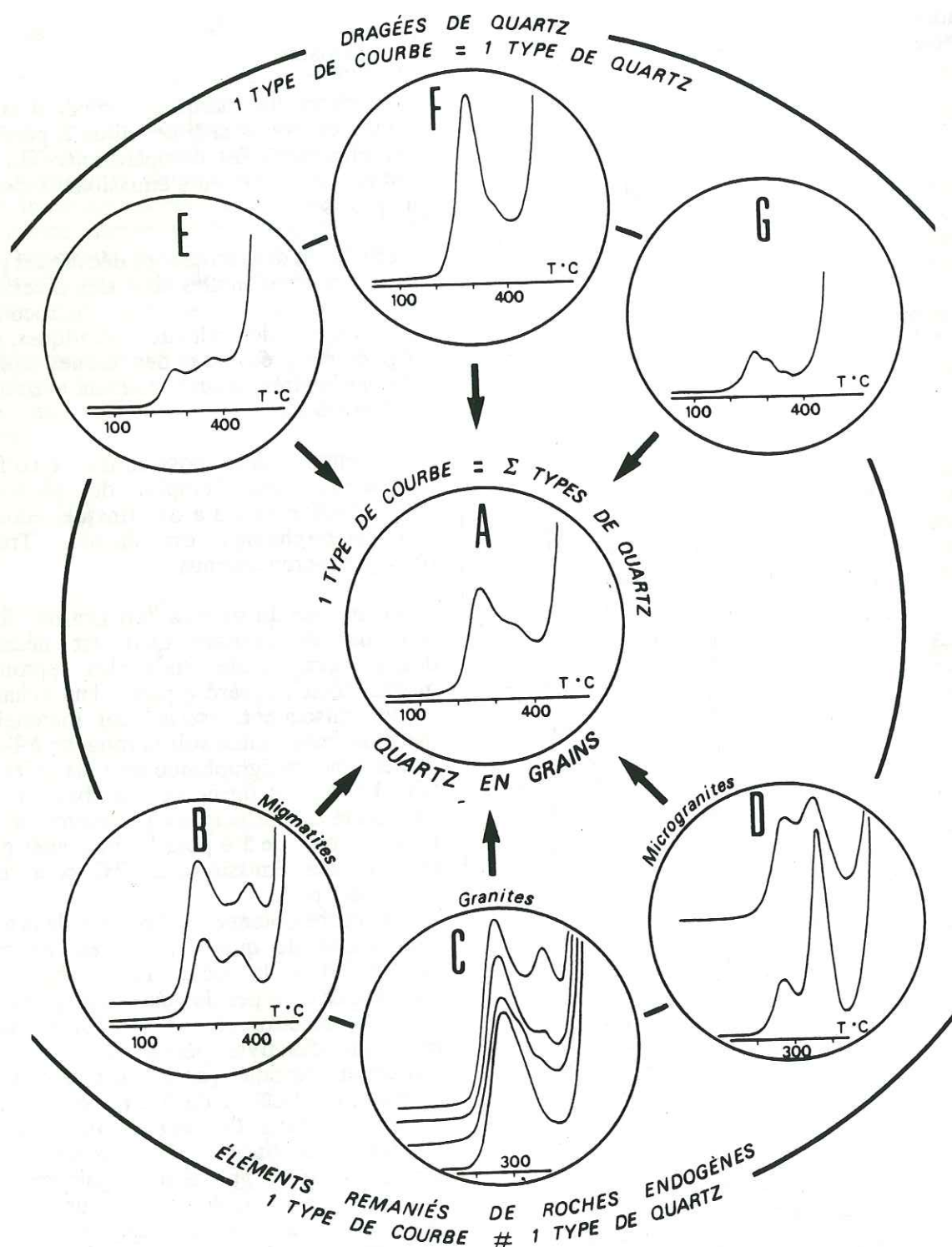


Fig. 10 - Degré de variabilité et signification de la thermoluminescence du quartz des objets sédimentaires d'une formation détritique à l'échelle de la strate. Thermoluminescence naturelle.
 L'exemple choisi concerne le membre conglomératique du sommet de la première formation détritique paléogène du flanc nord du synclinal de Saint-Antonin (Roquestéron 1/50.000ème, $x = 970,6$; $y = 190,3$; terminologie de J. BODELLE, 1971).
 A, quartz "en grains" de la matrice du conglomérat (Sensibilité du picoampèremètre = 1.10^{-7} A) ;
 B, C, D, quartz des galets de migmatites, de granites ($Sp. = 1.10^{-7}$ A) et de microgranites ($Sp. = 3.10^{-7}$ A), remaniés dans le conglomérat ; E, F, G, dragées de quartz ($Sp. = 0,3.10^{-8}$ A).
 On remarquera que la courbe de TLN du quartz "en grains" constitue, par sa forme et son intensité, une courbe moyenne. Elle résulte du mélange, dans des proportions diverses, des quartz de l'ensemble des éléments endogènes magmatiques et métamorphiques remaniés dans la matrice du conglomérat.

les plus externes, mais aussi internes, qui renferment de nombreux éléments endogènes remaniés.

Chaque échantillon de roche est caractérisé par un type de courbe qui correspond à un type de quartz. Comme dans le cas des complexes éruptifs et métamorphiques, on peut en effet considérer que l'on a affaire, ponctuellement, à une même génération de quartz.

Les comparaisons entre les provinces distributives et les matériaux remaniés dans les formations détritiques sont ici directes, mais l'information est plus fragmentaire et nécessite un plus grand nombre de mesures (fig. 10, C, D).

• L'étude des dragées de quartz est une variante de la seconde technique d'analyse. La méthode fournit, dans beaucoup de cas, des résultats décevants. De nombreuses dragées s'avèrent très peu thermoluminescentes. Les mesures doivent être multipliées pour avoir une signification réelle. Elle doivent porter sur des stocks de plusieurs dizaines de dragées prélevés chacun dans des points localisés du bassin sédimentaire. Les types de courbes obtenus correspondent à autant de types de quartz que l'on regroupe par familles, puis que l'on compare aux exsudats et filons quartzueux minéralisés ou stériles des entités cristallines environnantes (fig. 10, E, F, G).

Cette technique sera employée dans le Champsaur et dans le Dévoluy où elle apporte

d'utiles compléments d'information d'ordre paléogéographique et permet de situer, dans le temps, le principal épisode de cristallisation des filons de quartz stériles alpins.

L'observation et l'expérience ont motivé le choix du marqueur TL et des objets sédimentaires qui serviront d'éléments de comparaison. Elles le justifient. L'étude de l'évolution paléogéographique de la zone alpine externe, au cours de la période paléogène, sera donc effectuée à l'aide de la thermoluminescence du quartz des minéraux en grains, des dragées et des éléments exogènes et endogènes remaniés dans les diverses formations détritiques nummulitiques.

La technique d'étude par microthermoluminescence (J.-M. CHARLET, 1970), qui consiste à analyser grain par grain, au niveau de la strate, le matériel détritique, afin d'identifier les différents types de quartz, ne sera pas employée pour des raisons de méthodologie scalaire évidentes. Son échelle ne correspond pas à la dimension régionale de ce travail telle qu'elle a été fixée en introduction.

L'utilisation ultérieure de la méthode peut cependant être envisagée, dans l'optique d'un approfondissement des connaissances acquises par l'analyse TL classique.

3 - DISPOSITIFS EXPÉRIMENTAUX.

3.1 - APPAREILLAGE DE THERMOLUMINESCENCE.

Le schéma de principe des montages mécaniques et électroniques de l'appareillage de thermoluminescence a été décrit en détail par P. KELLER *et al.* (1971). L'appareillage de l'Institut Polytechnique Méditerranéen, modifié et complété en fonction de la spécificité des problèmes géologiques abordés, comporte trois parties essentielles :

- Le dispositif de chauffage, auquel est associé un système mesurant en continu la température de l'échantillon analysé. Il fournit l'énergie thermique nécessaire au dépiégeage des électrons métastables périphériques de la structure atomique du cristal et à leur passage dans la bande de conduction.

- Le détecteur de luminescence : il enregistre l'émission qui accompagne le retour des électrons de conduction à l'état fondamental.

- Le système d'enregistrement qui rend compte

du flux lumineux émis par l'échantillon analysé en fonction de la température à laquelle celui-ci est soumis. Ce système (fig. 11) traduit l'émission de thermoluminescence par une courbe qui comporte un ou plusieurs pics révélateurs, par leur température d'apparition, de la profondeur des pièges à électrons, et par leur intensité, du nombre d'électrons dépiégés.

L'analyse comparée des courbes de thermoluminescence nécessite des conditions expérimentales reproductibles. Pour cela :

- L'ensemble de l'échantillon doit être soumis à une même température, à tout instant ;

- La vitesse de chauffe doit varier régulièrement et de façon identique au cours de chaque mesure ;

- Le détecteur de luminescence, sensible au rayonnement thermique et aux variations de température, doit être maintenu à température constante, dans une enceinte fermée.

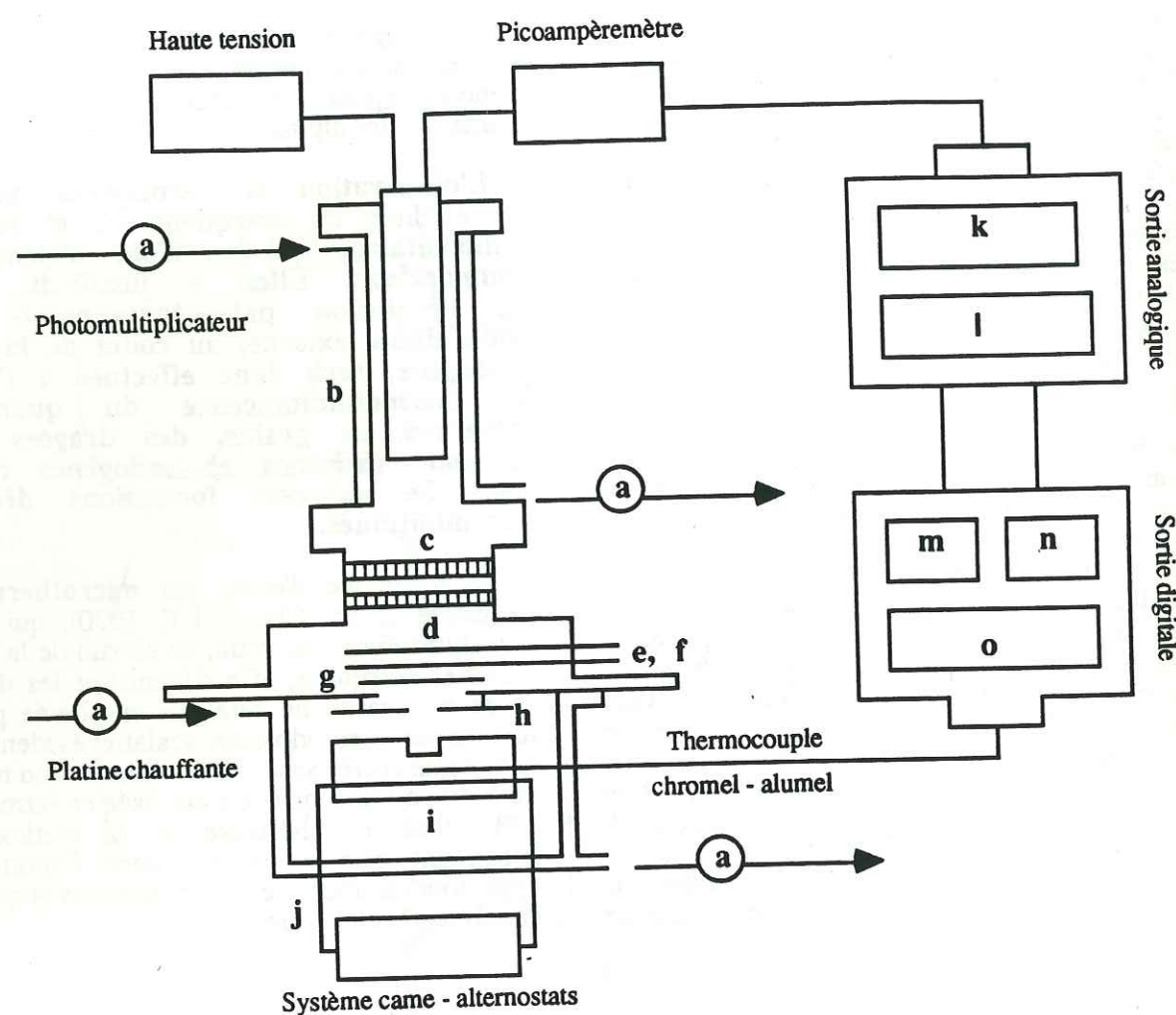


Fig. 11 - Schéma de principe de l'appareillage de thermoluminescence.

a, circulation d'eau ; b, enceinte à double paroi du photomultiplicateur ; c, d, double hublot de quartz ; e, f, obturateur et tiroir à filtres ; g, hublot de quartz ; h, diaphragme ; i, enceinte de la platine chauffante ; j, circuit de chauffage de la platine ; k, module d'enregistrement du flux lumineux émis par l'échantillon analysé ; l, module d'enregistrement de la température de la platine chauffante ; m, n, indicateurs de tableau monocalibres de la sortie digitale ; o, imprimante.

3.1.1 - Dispositif de chauffage de l'échantillon analysé.

Il est composé d'une platine chauffante en argent et en acier inoxydable disposée dans une enceinte à paroi double, maintenue à température constante par une circulation d'eau. Une cavité de 14 millimètres de diamètre et de 2 millimètres de profondeur reçoit l'échantillon analysé.

Un élément thermocoax enroulé en double spirale, dans la masse en argent, assure le chauffage de la platine.

La linéarité de la montée en température est obtenue par une augmentation progressive de tension aux bornes de l'élément thermocoax, réglée par un couple "came - alternostats".

Un thermocouple en chromel-alumel, très

sensible dans le domaine 0 - 500°C, mesure en continu, sous la cavité cylindrique porte-échantillon, la température de la platine chauffante. La stabilité du dispositif de mesure est assurée par un système de compensation électronique.

3.1.2 - Dispositif de détection de la luminescence.

La partie essentielle de ce dispositif est constituée par un photomultiplicateur (PM) à dix dynodes, de type 150 UVP, sensible entre 250 et 650 nanomètres. Un circuit de refroidissement hydraulique maintient à température constante (15°C) le PM et permet de réduire de façon très sensible le courant d'obscurité dû à l'émission thermoionique de la photocathode.

Une haute tension CRC ALS 349, réglable et stabilisée, alimente le photomultiplicateur.

3.1.3 - Dispositif d'enregistrement.

Le courant anodique du photomultiplicateur et la force électromotrice du thermocouple, respectivement proportionnels au flux lumineux reçu par la photocathode et à la température de la platine chauffante, sont transmis à un enregistreur potenti-

métrique SEFRAM à deux voies XX. Un picoampèremètre KEITHLEY 417 amplifie préalablement le photocourant du PM. Le système à deux coordonnées permet d'enregistrer simultanément la température en fonction du temps et du flux lumineux émis par l'échantillon au cours de la montée en température. La comparaison des deux courbes donne, sous forme analogique, la variation de l'intensité lumineuse de l'échantillon en fonction de sa température.

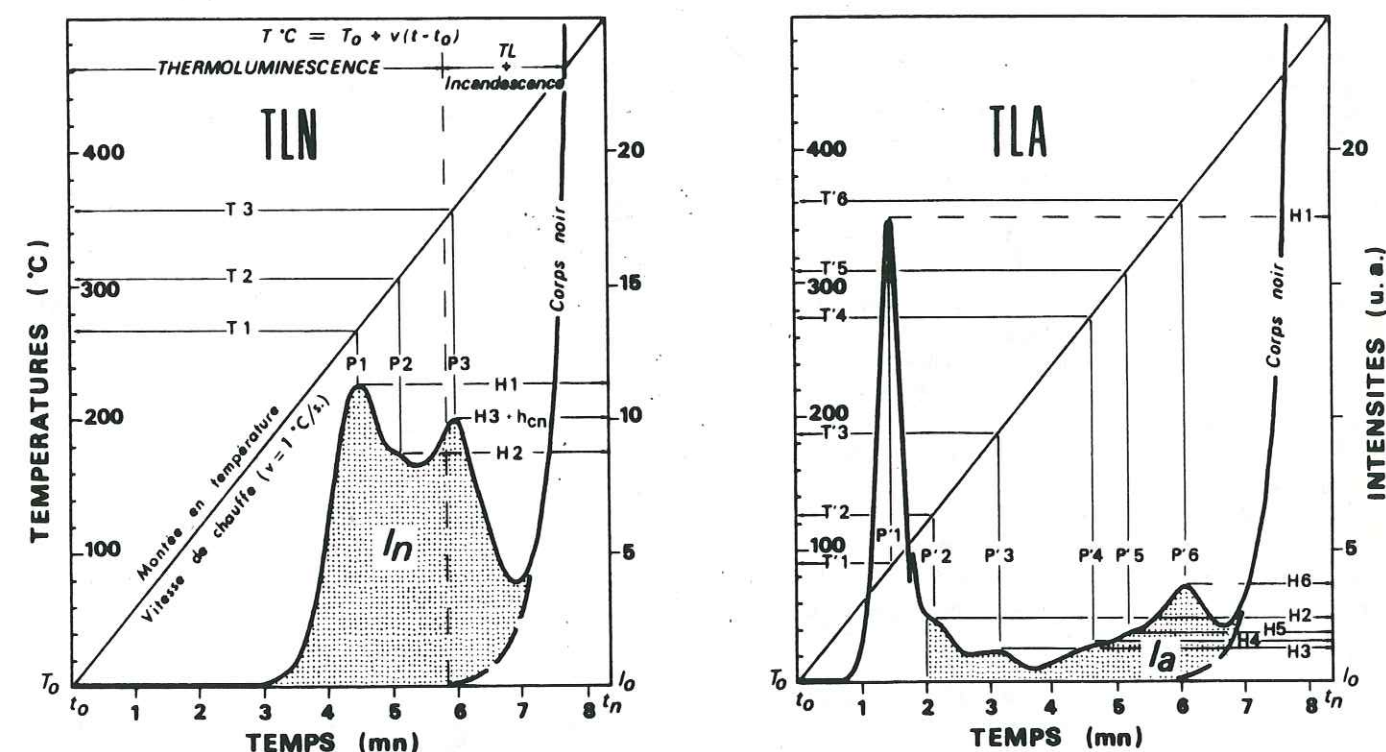


Fig. 12 - Exemples de courbes de TLN et de TLA à plusieurs maximums (pics de TL, P1, P'1, P'x).

Quartz "en grains" d'un échantillon de grès paléogènes du synclinal de Contes (explications dans le texte).

Le premier pic de TLA est généralement très intense ; il sera rarement représenté sur les figures.

Sur les courbes (fig. 12), le temps de chauffe (t, mn) est représenté en abscisse, la température (T, °C) de l'échantillon et l'intensité (unités arbitraires, u.a.) de ses émissions sont portées en ordonnée ; h_{cn} correspond à l'émission lumineuse d'origine purement thermique.

Chaque courbe comporte un nombre variable de

maximums : les pics de thermoluminescence, qui se répartissent en deux domaines de moyenne et de haute température en TLN, auxquels s'ajoute un domaine de basse température en TLA. Chaque domaine est généralement séparé du suivant par un minimum d'intensité lumineuse plus ou moins marqué.

Plusieurs paramètres, qui possèdent chacun une signification précise, permettent de caractériser les courbes :

- Le nombre, la position des pics de TL traduite par leur température apparente T (T₁, T₁, T_x), mesurée au maximum d'intensité de l'émission lumineuse, et leur écartement ΔT. Ces paramètres rendent compte du nombre de niveaux de piégeage et de leur profondeur énergétique relative.

Plusieurs méthodes de calcul sont employées pour déterminer la profondeur des pièges. Elles s'appuient sur des modèles de base simples (cf. fig. 4 et 5), et supposent que chaque pic représente un niveau de piégeage de type défini. Ce postulat est loin de correspondre à la réalité. L'expérience montre que chaque pic est en fait la résultante d'un nombre d'émissions variable, qu'il est difficile d'apprécier avec exactitude, mais qui témoigne d'une distribution continue des pièges. Les calculs sont effectués en fonction de la géométrie des pics de thermoluminescence (L.I. GROSSWEINER, 1953 ; C.B. LUSHCHIK, 1955 ; A. HALPERIN et A.A. BRANER, 1960 ; R. CHEN, 1969), de leur température (F. URBACH, 1930 ; G. et D. CURIE, 1955). Citons encore la méthode dite de la montée initiale (G.F. GARLICK et A.F. GIBSON, 1948), qui procède par dépiégeages limités et successifs des électrons métastables.

La formule semi-empirique d'URBACH, déduite d'expériences sur KCl, donne un ordre de grandeur valable pour de nombreux corps phosphorescents. Elle établit une relation de proportionnalité simple entre la profondeur du piège E, donnée en électron-volt, et la température absolue T du pic correspondant : $E(eV) = T(^{\circ}K) / 500$.

Les autres méthodes sont plus élaborées, mais reposent sur des postulats de départ et débouchent également sur des approximations. Leur examen détaillé ne se justifie pas dans le cadre de ce travail.

- La hauteur H des pics (H₁, H₁, H_n), mesurée au droit de leur température apparente, et leur intensité relative exprimée par un rapport de la forme :

$$R_{x-y} = (H_x / H_x + H_y) \times 100.$$

Ce rapport évolue entre 0 et 100.

On caractérise ainsi le nombre d'électrons dépiégés par groupes de niveaux métastables distincts et la dominance de l'un de ces groupes.

- Les intensités globales de TL correspondant aux aires sous-tendues par les courbes de TLN (I_n) et de TLA (I_a), limitées vers le domaine des hautes températures par le corps noir. I_n et I_a sont respectivement mesurées entre 0 et 500°C, 115 et 500°C. Leurs valeurs sont données en unités arbitraires (u.a.) ; elles traduisent la quantité totale d'électrons métastables piégés naturellement ou artificiellement et dépiégés dans les limites des températures fixées.

La transmission numérique des données est assurée par deux indicateurs de tableaux monocallibres NEWPORT qui reçoivent, en parallèle avec l'enregistreur, les signaux du PM et de la platine chauffante.

3.1.4 - Conditions expérimentales.

Ces conditions sont identiques pour les analyses de TLN et de TLA :

- Mesures effectuées de la température ambiante à 500°C ;
- Vitesse de chauffe linéaire de 1°C par seconde ;
- Filtre Athervex interposé entre la platine chauffante et le photomultiplicateur ;
- Haute tension au photomultiplicateur stabilisée à 1450 volts ;
- Sensibilité du picoampèremètre (Sp) réglée en fonction de l'intensité de thermoluminescence de l'échantillon analysé.

3.2 - DISPOSITIF DE NEUTRALISATION THERMIQUE.

Les mesures de thermoluminescence artificielle sont actuellement effectuées après élimination de la thermoluminescence naturelle. Cette méthode nécessite une préchauffe des échantillons, réalisée à l'aide d'un four A.D.A.M.E.L à réglage automatique, de type T7, qui permet d'atteindre des températures de l'ordre de 1100°C.

Un thermocouple en chromel-alumel identique à celui de l'appareil de thermoluminescence, raccordé à l'enregistreur, permet de régler et de contrôler la température du four.

3.3 - SOURCES D'IRRADIATION.

Le repiégeage artificiel des électrons sur les niveaux métastables a été réalisé, après neutralisation thermique, par deux sources d'irradiation :

- Un rayonnement γ issu d'une source de Cobalt ⁶⁰ entreposée au Service de Radiothérapie du Centre A. LACASSAGNE de Nice.
- Les mesures de TLA concernant les Grès d'Annot et leurs provinces distributives potentielles ont été obtenues après traitement des échantillons au Co⁶⁰.

- Un rayonnement X émis par un tube à anticathode de tungstène alimenté dans les conditions suivantes : 300 kilovolts / 3-5 milliampères. La durée de l'exposition aux rayons X retenue est de 5 minutes.

Le générateur de rayons X BALTEAU CGR a été utilisé pour les matériaux paléogènes du Champsaur, du Pays des Arves et de Haute-Savoie et ceux de leurs zones-sources potentielles.

Dans les deux cas, la dose d'irradiation reçue par chaque échantillon a été fixée à 7000 rads.

4 - TECHNIQUES DE PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS DE ROCHES.

4.1 - MODE DE PRÉLÈVEMENT.

L'absence de repères stratigraphiques continus au sein des formations détritiques paléogènes constitue l'un des principaux obstacles à leur étude par thermoluminescence. Cette difficulté n'est pas insurmontable en ce qui concerne les termes conglomératiques, carbonatés et marneux inférieurs. Dans les épais complexes gréseux terminaux par contre, seules les strates de base peuvent être utilisées comme repère lithologique. Encore faut-il rappeler que la sédimentation est asynchrone à l'échelle de chaque formation.

Dans les affleurements les plus internes, en Ligurie, dans la Haute Roya, dans le Champsaur oriental et dans le Pays des Arves notamment, le Paléogène est affecté par une forte déformation qui plisse, cisaille et amène le redoublement fréquent des unités lithologiques. L'évaluation des recouvrements est délicate, voire impossible dans l'état actuel des connaissances.

Pour ces raisons, l'échantillonnage des conglomérats, des calcaires détritiques, des marnes sableuses, des grès et des grauwackes a été effectué en deux temps. Dans un premier temps, chaque formation a fait l'objet de prélèvements systématiques suivant une maille assez lâche. Les principaux types de courbes ont été définis, les variations verticales et latérales de thermoluminescence dégagées dans leurs grandes lignes. Dans un second temps, la maille a été resserrée, puis des coupes levées dans les secteurs-clés des régions abordées, afin de contrôler et de préciser les premiers résultats. Des variations et des modifications spatio-temporelles importantes de la TL des stocks quartzeux ont ainsi été mises en évidence.

Les quelques chiffres suivants donnent un aperçu de la quantité d'échantillons de roches et de minéraux prélevés et analysés par entité ou groupe d'entités géologiques étudiées :

- Paléogène dauphinois et subbriançonnais :

- Alpes maritimes s.l. : 265.
- Champsaur et Dévoluy : 271.
- Pays des Arves : 136.
- Haute-Savoie : 151.

- Paléogène et Néogène de l'avant-pays provençal : 79.

- Crétacé subalpin : 55.

- Carbonifère et Permo-Trias du domaine alpin externe et de son avant-pays : 80.

- Massifs cristallins du domaine alpin externe et de l'avant-pays : 267.

- Domaine pennique médian et interne et Apennin : 183.

Le volume des blocs de roches prélevés a été, dans tous les cas, assez conséquent, de l'ordre de 1,5 à 2 décimètres cubes, afin d'avoir une bonne représentation des différentes familles de quartz.

4.2 - PRÉPARATION DES POUDRES DE QUARTZ.

La figure 13 (p. 28) synthétise l'ensemble des opérations de préparation et d'analyse des poudres de quartz, que je présenterai successivement.

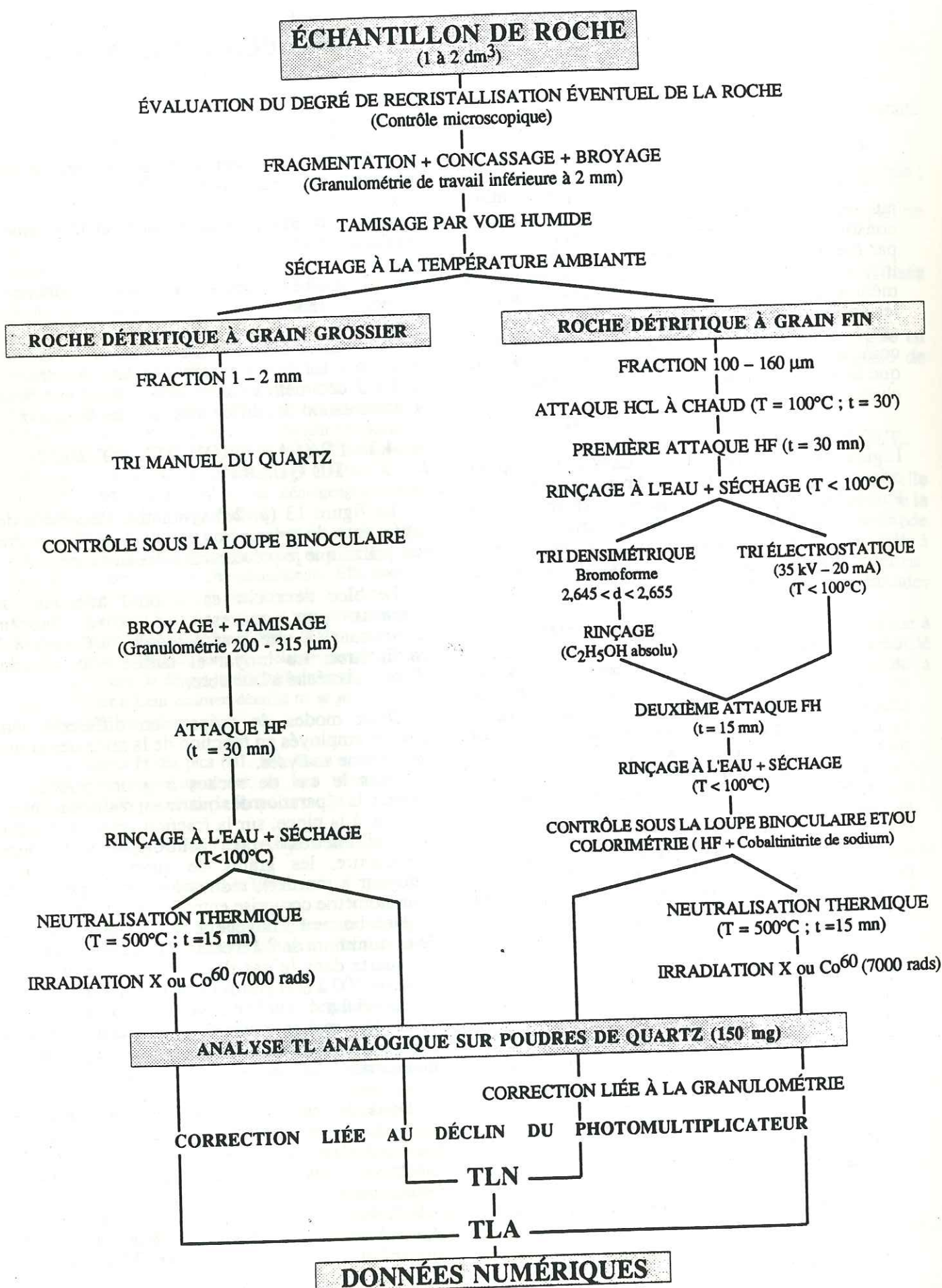
Le bloc de roche est d'abord fragmenté au marteau, puis concassé et broyé (broyeur concasseur) à une granulométrie inférieure à 2 millimètres. Le broyat et tamisé sous courant d'eau, puis séché à l'air libre.

Deux modes de préparation différents sont ensuite employés en fonction de la taille des grains de la roche analysée.

Dans le cas de roches à grain grossier ou moyen, la séparation des quartz est réalisée manuellement, à la pince, sur la fraction granulométrique 1-2 millimètres. Après contrôle sous la loupe binoculaire, les grains de quartz sont broyés (broyeur à mortier), réduits à l'état de poudre de granulométrie comprise entre 200 et 315 microns.

Une bonne homogénéité des poudres nécessite le tri minimum de 2 à 3 centimètres cubes de grains de quartz dans le cas des roches détritiques, soit environ 700 à 800 grains de ce minéral. Le volume de matériel trié peut être ramené à 1 centimètre cube pour les roches éruptives et métamorphiques lorsque l'échantillon ne renferme qu'une génération de quartz.

Dans le cas des roches à grain fin, des techniques de tri plus élaborées doivent être employées : il s'agit des séparations densimétriques et électrostatiques. La première technique utilise du bromoforme ajusté successivement à la densité 2,655, puis 2,645. La seconde requiert l'emploi d'un séparateur électrostatique fonctionnant sous une tension de 30 à 35 kilovolts et 20 milliampères (cf. P. MARCHAL, 1969).



La fraction granulométrique 100-160 microns a été retenue pour ces manipulations. Ce choix est dicté par l'obligation que l'on a de travailler sur des poudres constituées de grains monominéraux et par la relation qui lie la granulométrie et l'intensité de TL (cf. *infra*, fig. 16, p.31).

Ces deux techniques de séparation, parfois indispensables, donnent de moins bons résultats que le tri manuel. Elles nécessitent une longue mise en œuvre, des produits onéreux ou un important matériel d'équipement. Plusieurs passages sont nécessaires pour obtenir des poudres de quartz pures.

Un même échantillon de roche se caractérise par une même courbe TL quelle que soit la méthode de séparation et la granulométrie de départ, inférieure à 2 millimètres et supérieure à 100 µm, utilisées. Des essais préalables montrent que des populations de quartz identiques constituent les diverses fractions granulométriques d'une roche détritique.

En cours et/ou en fin de séparation, et quel que soit le mode de préparation, les poudres de quartz subissent plusieurs attaques aux acides chlorhydrique et fluorhydrique. Elles sont ensuite séchées en étuve, à une température inférieure à 100°C, afin de ne pas altérer leur thermoluminescence naturelle.

Le matériel est alors prêt pour l'analyse directe en TLN ou, après neutralisation thermique et irradiation, pour l'analyse en TLA.

Les traitements mécaniques, chimiques et thermiques influencent inégalement la thermoluminescence du quartz. Leurs effets ont été mis en évidence par une série d'analyses effectuées sur des échantillons d'origine diverse : éruptive, métamorphique et sédimentaire détritique. Parmi ces échantillons, cinq ont été retenus pour présenter les résultats. Il s'agit d'une pegmatite du massif granitique du Sidobre (Montagne Noire), d'un cristal de quartz provenant du gîte filonien aurifère de La Gardette (Le Bourg d'Oisans, Isère), d'échantillons de sables continentaux attribués à l'Éocène (Biot, Alpes-Maritimes), de grès paléogènes du synclinal de Contes (Alpes-Maritimes) et du Champsaur (La Coche, Hautes-Alpes).

4.2.1 - Influence du broyage.

Les effets du broyage sur la thermoluminescence des carbonates sont connus depuis plusieurs décennies (A. DEBENEDETTI, 1958 ; D.R. LEWIS, 1968). Dans le cas des mélanges quartzo-feldspathiques, J.-M. CHARLET (1969) a noté qu'une diminution de granulométrie entraînait

une baisse de l'émission lumineuse et un léger déplacement des pics vers les hautes températures, aussi bien en TLN qu'en TLA.

L'influence du broyage sur la TL du quartz a été définie en soumettant chaque échantillon à un même traitement mécanique : fragmentation au marteau, concassage au broyeur à mâchoires, passage au broyeur à pilon (J.-P. IVALDI et R. MAZERAN, 1975).

L'étude de la TL des quartz détritiques a été réalisée sur les sables de Biot qui sont des sédiments peu compactés et de granulométrie très diversifiée. Deux lots d'échantillons, issus d'un même site de prélèvement, ont été soumis à l'analyse. Un premier lot de grains de quartz de 1-2 millimètres de diamètre a été isolé par tri manuel, puis broyé à différentes granulométries. Les fractions granulométriques du second lot, identiques, ont été isolées directement par lavage des sables et par séparation densimétrique du quartz, sans broyage. L'analyse comparée des deux lots permet de dégager le rôle respectif de la granulométrie et du broyage sur la TL du quartz.

Les fractions granulométriques suivantes ont été retenues : 0-50, 50-63, 63-100, 100-160, 160-200, 200-250, 250-315, 315-500 micromètres (µm). Tous les essais ont porté sur 150 milligrammes de matériel avec, pour la TLA, des conditions de pré-traitement identiques :

- neutralisation thermique : 500°C, 15 minutes ;
- irradiation par rayonnement X (7000 rads).

RÉSULTATS :

• **Thermoluminescence naturelle.** Les résultats sont en première approximation identiques, qu'il s'agisse de quartz détritiques, éruptifs, métamorphiques, broyés ou séparés par liqueurs denses : la forme générale des courbes TL reste globalement inchangée quelle que soit la fraction granulométrique utilisée (fig. 14 a et 15 a).

L'intensité totale de thermoluminescence naturelle (I_n), affectée de légères fluctuations positives ou négatives entre 500 et 160 µm, chute brutalement en deçà de 100 µm (fig. 16). Les fluctuations de I_n , pour les fortes granulométries, restent comprises dans la marge d'erreur, inférieure à 5%, imposée par les conditions d'expérimentation. Cependant, les perturbations positives majeures sont toujours enregistrées pour les fractions 100-160 µm et 160-200 µm. Elles sont plus accentuées dans le cas des échantillons broyés. Le gain d'intensité intervient avant la chute brutale de

Fig. 13 - Tableau synoptique des opérations de préparation et d'analyse TL des poudres de quartz.

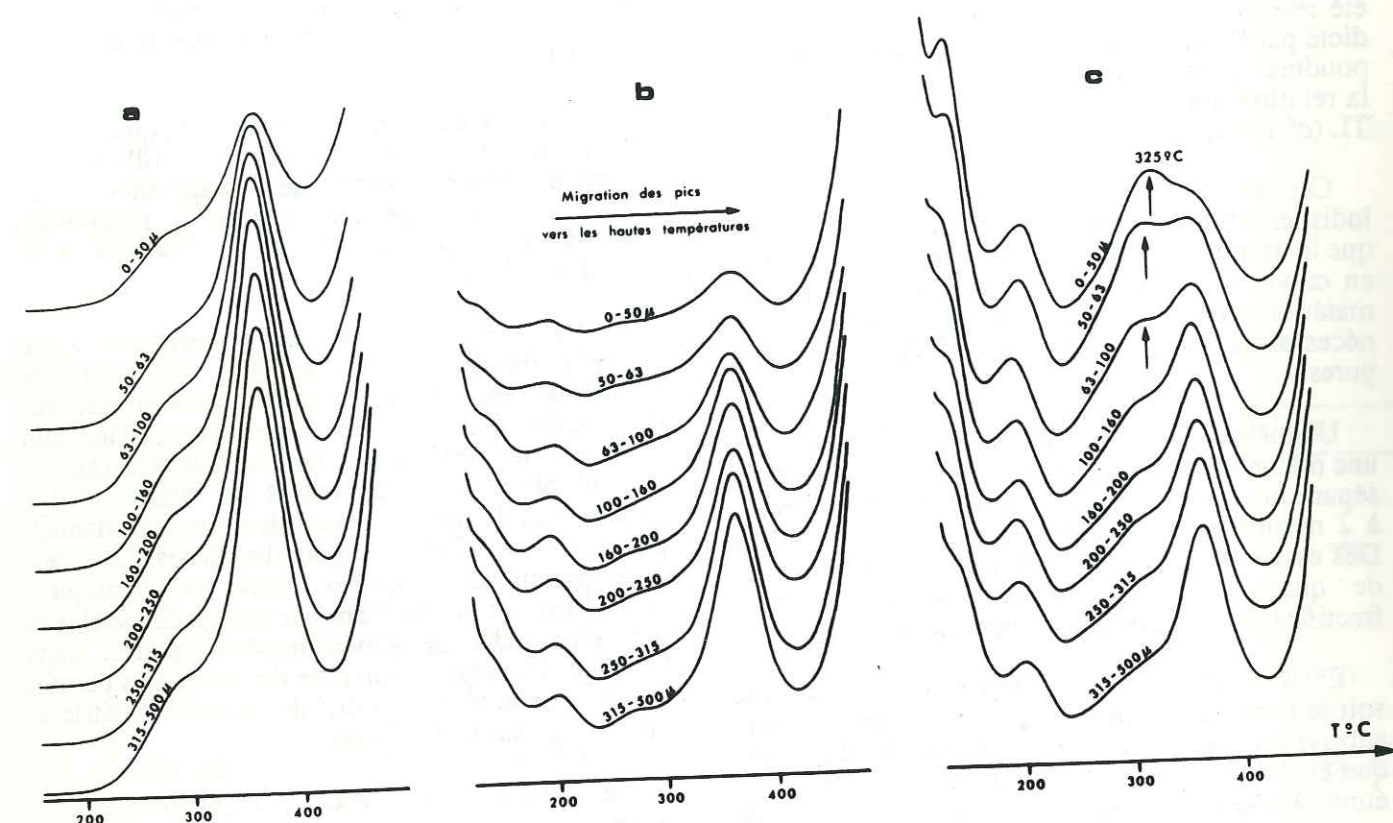


Fig. 14. - Variation des courbes de thermoluminescence du quartz des sables continentaux éocènes de Biot (Alpes-Maritimes), en fonction de la granulométrie et du broyage.
a. TLN, échantillon broyé ; b. TLA, échantillon non broyé ; c. TLA, échantillon broyé.

l'émission. Il peut être expliqué par une transmission optimale des photons, en relation avec leur angle de réfraction à l'interface grain-atmosphère, leur trajet et leur angle d'incidence sur la photocathode du PM.

La chute brutale de I_n en deçà de 100 μm doit être attribuée, pour partie au moins, à l'augmentation du degré de cohésion des grains de quartz. L'opacité des poudres qui en résulte, entraîne une plus forte absorption des photons par les grains disposés dans la partie inférieure de la cavité porte-échantillon.

Dans le détail, l'évolution des paramètres de thermoluminescence n'est pas strictement identique d'un échantillon à l'autre. La différence la plus marquante concerne la chute de l'intensité lumineuse entre la fraction 315-500 μm , prise comme classe granulométrique de référence, et la fraction 0-50 μm . Les valeurs de I_n diminuent respectivement de 62%, 18%, 37% dans les trois cas examinés : quartz filonien de La Gardette, quartz pegmatitique du Sidobre et quartz détritiques éocènes de Biot. Un traitement mécanique important entraîne donc une réponse différente, sélective des quartz.

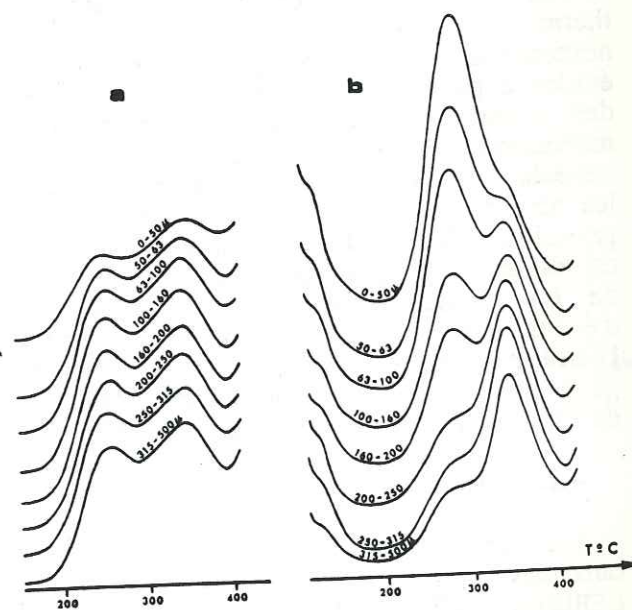


Fig. 15. - Variation des courbes de thermoluminescence du quartz d'une pegmatite du massif du Sidobre (Montagne Noire), en fonction de la granulométrie et du broyage.
Echantillon broyé. a. TLN ; b. TLA.

Les pics de TL sont systématiquement décalés vers les hautes températures pour les fractions granulométriques les plus faibles. Le décalage est limité, de l'ordre de 10°C ; il concerne les échantillons broyés et non broyés et ne dépend donc pas du traitement mécanique. Il s'explique aisément par la variation du gradient thermique au sein de l'échantillon, qui est fonction du degré de cohésion des grains, et donc de la granulométrie du matériel analysé.

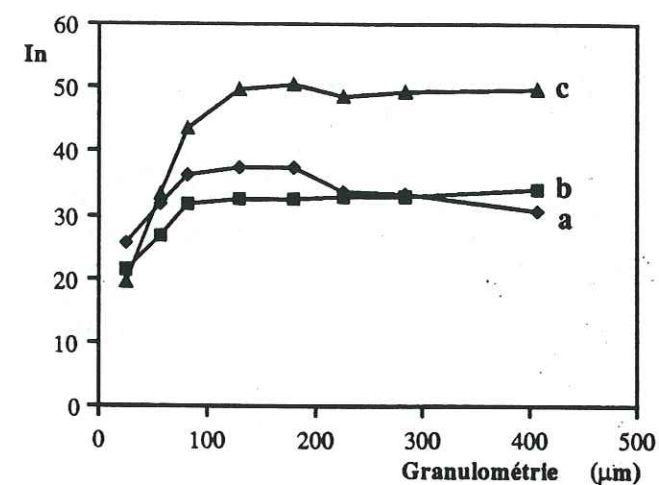


Fig. 16. - Évolution de l'intensité totale de TLN (I_n), en fonction de la granulométrie et du broyage.

- a. Quartz pegmatitique du Sidobre, Montagne Noire (échantillon broyé).
- b. Quartz détritiques éocènes de Biot, Alpes-Maritimes (échantillon non broyé).
- c. Quartz filonien de La Gardette, Isère (échantillon broyé).

• **Thermoluminescence artificielle.** Dans le cas des quartz détritiques non broyés, la forme des courbes reste globalement identique quelle que soit la granulométrie utilisée. Comme en TLN, l'intensité de l'émission diminue au-dessous de 100 μm (fig. 14, b). Parallèlement, le rapport d'intensité des pics de moyenne et de haute température augmente légèrement (fig. 17, a) : ce phénomène, qui affecte également les émissions équivalentes de TLN, est provoqué par la baisse d'intensité plus rapide du pic de haute température, pour des granulométries décroissantes. Il paraît être en relation avec une incandescence plus précoce et plus rapide des poudres, qui vient perturber la TL aux températures élevées. C'est ce que suggère la forme des courbes dans le domaine des hautes températures où le photomultiplicateur 150 UVP est peu performant et les intensités de TL calculées par soustraction du corps noir.

Le traitement mécanique modifie et accentue les perturbations (fig. 17, b). Pour un même échantillon non broyé et broyé (sables éocènes), le rapport d'intensité des pics de moyenne et de haute température évolue dans un cas de 19,4 à 29, dans l'autre de 30,6 à 53,1. C'est la forte hausse de l'un des deux pics de moyenne température (325°C) qui détermine, ici, l'augmentation du rapport. Ces modifications sont progressives, mais s'intensifient surtout au-dessous de 160 μm . Elles provoquent

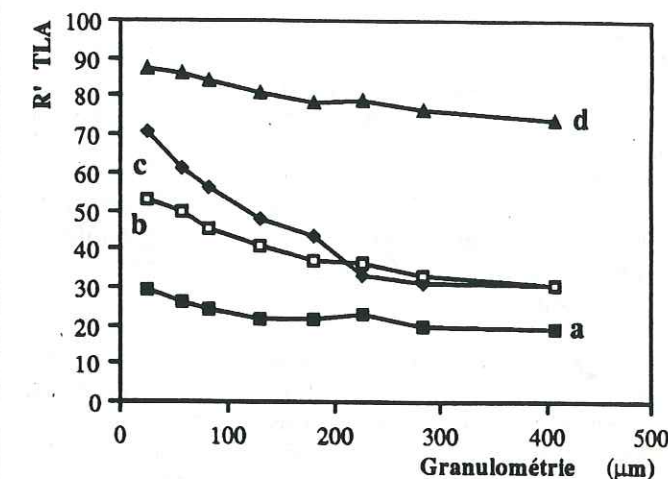


Fig. 17. - Évolution du rapport d'intensité des pics de moyenne et de haute température de TLA (R'), en fonction de la granulométrie et du broyage.

- a. b. Quartz détritiques de Biot (échantillon non broyé et broyé).
- c. Quartz pegmatitique du Sidobre (échantillon broyé).
- d. Quartz filonien de La Gardette (échantillon broyé).

un changement radical de la forme des courbes (fig. 14, c).

Le broyage influence inégalement la thermoluminescence artificielle des quartz. Ainsi, la hausse des pics de moyenne température n'est pas systématique. Des échantillons présentent un type d'évolution limité, analogue à celui que l'on observe en TLN, avec seulement une baisse globale de l'émission lumineuse. D'autres montrent des variations d'intensité très fortes, qui affectent à la fois les pics de basse et de moyenne température.

Les pics subissent, en TLA comme en TLN, le même décalage léger et progressif vers les hautes températures.

CONCLUSIONS :

Deux facteurs, différents par les phénomènes

ils mettent en cause, agissent simultanément et également sur la thermoluminescence des quartz réduits à l'état de poudres :

- Le premier facteur est strictement granulométrique. Il ne provoque pas de réelle modification de la forme des courbes et n'influence donc pas directement le phénomène de TL au niveau atomique.

Toute réduction de granulométrie entraîne une variation modérée de l'intensité globale de TLN et de TLA entre 500 et 160 μm , suivie par une baisse plus nette de l'émission en deçà de 100 μm . Des perturbations annexes, limitées, liées dans la plupart des cas à la modification du gradient thermique au sein des poudres, affectent également divers paramètres de TL.

Ces variations sont compensées par l'utilisation d'un coefficient correcteur moyen pour les résultats obtenus sur des poudres de fraction granulométrique 100-160 μm (séparations densimétriques et électrostatiques).

- Le second facteur est dynamique, en relation directe avec le broyage. Il modifie la forme des courbes et met en cause les mécanismes internes de la thermoluminescence en agissant sur la répartition et sur le nombre des électrons métastables dans le cristal.

En TLN, le broyage perturbe faiblement l'émission lumineuse du quartz lorsque le minéral est réduit à l'état de poudres de dimensions inférieures à 100 μm . Il est sans effet notable pour les classes granulométriques supérieures. Son action est par contre très nette en TLA, au niveau des émissions de basse et de moyenne température ($T < 330^\circ\text{C}$). On peut admettre, à titre d'hypothèse, que le broyage multiplie le nombre de pièges à électrons des niveaux métastables peu et moyennement profonds ou, du moins, augmente la probabilité de piégeage des électrons sur ces niveaux. Lors de l'irradiation X ou γ , ces pièges (structuraux ?) seront occupés par des électrons supplémentaires, susceptibles de modifier fortement la forme des courbes. Ce schéma suppose l'existence d'une répartition énergétique sélective des pièges, en fonction de leur nature.

Les perturbations liées au broyage sont stables et ne s'atténuent apparemment pas avec le temps.

Chaque type de quartz présente, par ailleurs, une réponse originale aux actions dynamiques.

En conséquence, la thermoluminescence requiert un traitement mécanique identique pour tous les échantillons. Les mesures doivent être effectuées sur des poudres de granulométrie constante. La classe 200-315 μm a été retenue à cet effet. Elle a l'avantage de satisfaire aux meilleures conditions de reproductibilité et permet également d'obtenir, à partir de 150 mg de poudre, une bonne analyse statistique de l'ensemble du stock quartzueux dans le cas des roches détritiques.

4.2.2 - Influence des traitements chimiques.

Ces traitements interviennent à différents stades de la préparation des échantillons de roches (cf. fig. 13). Leur intérêt est multiple : dissocier les éléments constitutifs des roches détritiques après concassage, dans le cas de séparations densimétriques et électrostatiques, augmenter le degré de pureté des poudres, supprimer les effets du broyage (R. MAZERAN et J.-P. IVALDI, 1975).

RÉSULTATS :

- Action de l'acide chlorhydrique. Le traitement par l'acide chlorhydrique 20/21° Bé n'a aucune influence sur la forme des courbes de thermoluminescence du quartz. Il provoque, dans quelques cas, une augmentation globale de l'intensité de l'émission lumineuse. Cette modification n'est qu'apparente ; elle résulte de l'accroissement de la surface d'émission des grains de quartz par suite de l'élimination de leurs impuretés de surface.

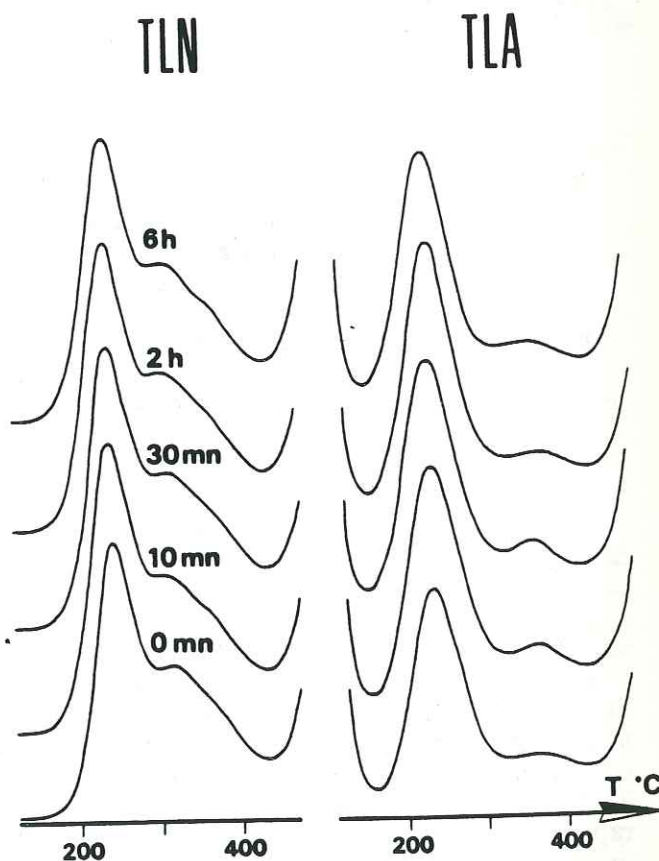


Fig. 18. - Stabilité des caractères thermoluminescents du quartz (TLN et TLA), au cours du traitement chimique HF 40%, de durée croissante (0 \rightarrow 6 h). Quartz filonien de La Gardette.

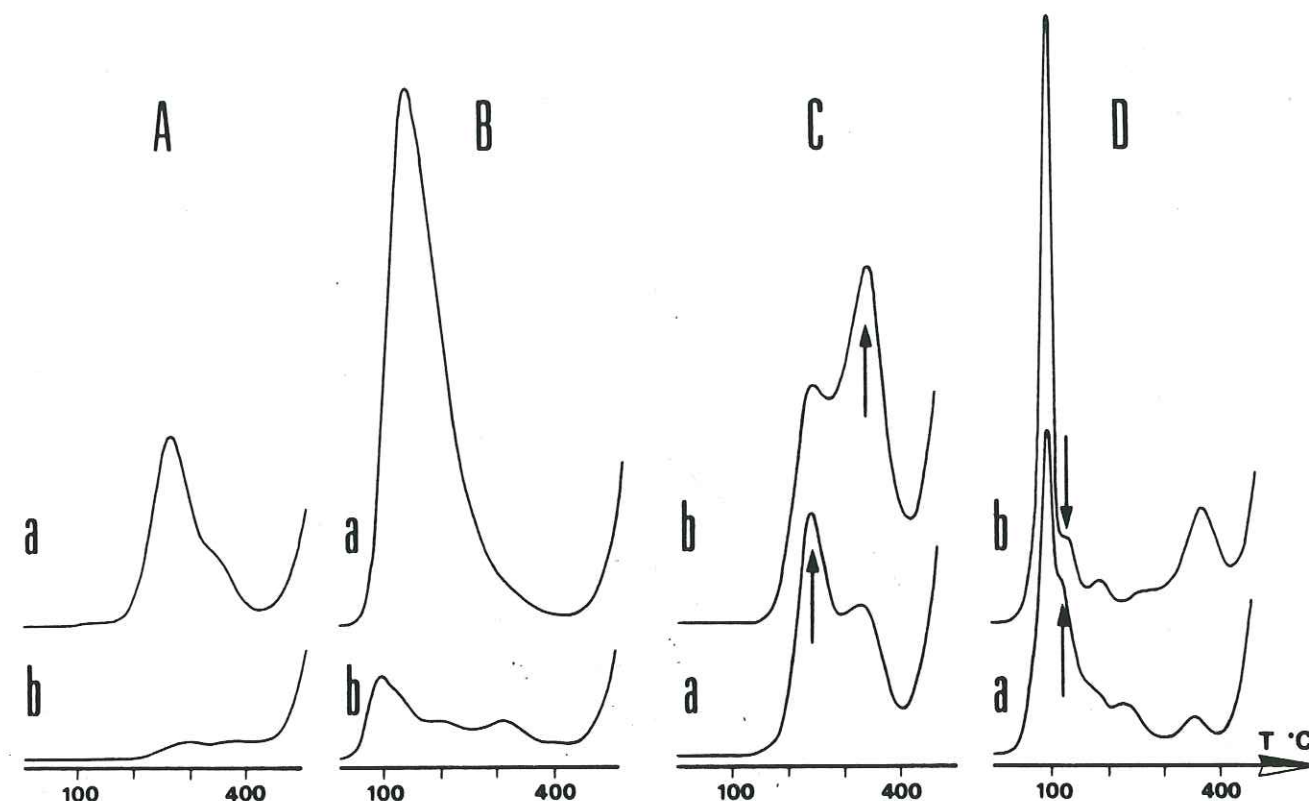


Fig. 19. - Influence de l'acide fluorhydrique sur la thermoluminescence des feldspaths.

A, B. Thermoluminescence naturelle et artificielle des feldspaths potassiques "en grains" d'un échantillon de grès paléogènes du synclinal de Contes (Alpes-Maritimes), sans traitement HF (a), avec traitement HF (b).
C, D. Thermoluminescence naturelle et artificielle du quartz "en grains" d'un échantillon de grès du Champsaur (Hautes-Alpes), sans traitement HF (a, quartz "piquetés" de feldspaths), avec traitement HF (b). Noter, dans ce dernier cas, le changement notable de la forme des courbes de TL dans le domaine des basses températures.

Elle intervient assez rapidement, pour des attaques à chaud ($T \approx 100^\circ\text{C}$), d'une durée de 30 minutes. Au-delà, l'intensité de l'émission reste stable. L'acide chlorhydrique permet d'éliminer les gangues calciques et dolomitiques des filons quartzueux stériles et minéralisés, les matrices et les ciments carbonatés, les enduits ferrugineux des roches détritiques.

Pour les grauweekes de Taveyane et pour celles du Champsaur occidental, l'élimination de CaCO_3 a été réalisée à froid, en plusieurs étapes séparées par un rinçage à l'eau. La présence, dans ces échantillons, de zéolites, provoque par attaque HCl à chaud, la formation d'un gel.

- Action de l'acide fluorhydrique. L'emploi de l'acide fluorhydrique dosé à 40% est sans effet sur la TL des quartz. Des attaques HF de durée croissante (5 minutes à 6 heures), provoquent une légère augmentation de l'intensité de l'émission lumineuse. La hausse intervient au cours des premières minutes de traitement (fig. 18). Ses causes sont les mêmes que dans le cas précédent.

L'utilité du traitement HF est double :

- L'acide fluorhydrique attaque plus rapidement les feldspaths que le quartz. Ce minéral peut ainsi être débarrassé des éléments feldspathiques qui subsistent à la surface de ses grains après les opérations de tri. Par simple attaque, HF abaisse d'ailleurs fortement, dans des proportions de 80 à 90%, la thermoluminescence des aluminosilicates de potassium, de sodium et de calcium. L'émission de ces minéraux, qui perturbe largement la TL du quartz (cf. *supra*, p. 21), est réduite, supprimée par ce type de traitement (fig. 19). Le rendement optimal est obtenu par attaque HF des poudres de granulométrie 200-315 μm après broyage au broyeur à pilon, par immersion, pendant 30 minutes.

- L'acide fluorhydrique supprime les effets du broyage sur la TL du quartz. Les perturbations enregistrées dans le cas des poudres broyées (cf. *supra*, p. 29), au niveau des émissions de basse et de moyenne température de TLA, disparaissent en

effet après l'attaque HF (fig. 20). Le traitement mécanique n'affecte donc que la zone corticale des grains de quartz. Dans le cas des poudres de granulométrie inférieure à 50 μm , les effets du broyage persistent après le traitement chimique : le grain est alors entièrement perturbé.

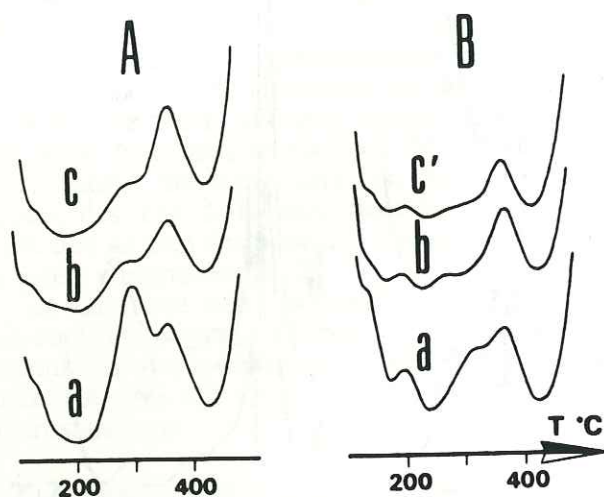


Fig. 20. - Action de l'acide fluorhydrique sur la TLA du quartz broyé.

- A. Pegmatite du Sidobre, Montagne Noire.
B. Sables continentaux éocènes de Biot (Alpes-Maritimes).
a. Quartz broyé (63-100 μm), sans attaque HF. Les pics de moyenne température répartis entre 250 et 350 °C sont anormalement intenses.
b. Quartz broyé (63-100 μm), avec attaque HF pendant 30 mn. L'intensité des pics de moyenne température est normale. Dans le cas de la pegmatite du Sidobre, la courbe est comparable à celle du quartz faiblement broyé (granulométrie 315-500 μm), non perturbé, non traité chimiquement (c). Dans le cas des sables de Biot, l'émission est semblable à celle des quartz détritiques non broyés, de granulométrie équivalente (c').

CONCLUSIONS :

Les traitements chimiques, sans influence sur la thermoluminescence du quartz, ont été appliqués à chaque échantillon de roche analysé dans ce travail. L'attaque par HCl a été effectuée à chaud, à la température d'ébullition, l'attaque HF à froid. La durée des attaques a été fixée, dans les deux cas, à 30 minutes. Le traitement par l'acide fluorhydrique est particulièrement important lorsque les poudres de quartz sont obtenues par densimétrie ou par séparation électrostatique, en raison de la granulométrie de départ employée (100-160 μm). Pour cette fraction, la zone corticale des grains de quartz, perturbée, est telle qu'elle influence notablement l'émission lumineuse. Elle doit être supprimée.

L'autre avantage de l'attaque par HF est d'éliminer la pellicule de silice amorphe développée à la surface des grains de quartz des formations sableuses, mise en évidence par les travaux de L. LE RIBAUT (1971).

4.2.3 - Influence du traitement thermique.

Les mesures de thermoluminescence artificielle sont actuellement réalisées sur des matériaux neutralisés thermiquement avant irradiation. Cette technique de préchauffe supprime la totalité de l'émission naturelle des minéraux, pour peu que la température de neutralisation thermique choisie soit égale à la température d'incandescence du matériel analysé.

Les effets du traitement thermique sur la thermoluminescence artificielle des minéraux ont fait l'objet de plusieurs publications au cours des vingt dernières années. Tour à tour, E.J. ZELLER et L.B. RONCA (1963), S. COHEN et M. PRIQUELER (1963), J.-M. CHARLET (1966 et 1969), P. OBEGI (1969) ont, parmi d'autres, abordé ce type d'étude. Les motivations de ces auteurs étaient fort différentes, orientées vers une meilleure connaissance de la physique du solide cristallin, ou vers des problèmes purement méthodologiques.

Le second aspect de ces recherches, d'un intérêt plus immédiat dans le contexte de ce travail, a été reconsidéré et approfondi (R. MAZERAN et J.-P. IVALDI, 1975). Dans ce but, des poudres de granulométrie comprise entre 200 et 315 μm ont été soumises à des préchauffes croissantes en durée et en température, en fixant pour chaque type de manipulation l'un des facteurs et, bien sûr, la totalité des autres variables expérimentales.

Les mesures de TLA ont été effectuées après arrêt de la préchauffe et refroidissement des poudres à la température ambiante.

RÉSULTATS :

• Action de la durée de neutralisation thermique. Les temps de préchauffe retenus sont les suivants : 5, 10, 15, 30 minutes, 1, 3, 6, 9, 18 heures, avec une température de neutralisation thermique constante de 500°C ($\pm 5^\circ\text{C}$). Le choix de cette valeur a été dicté par la double obligation de porter les poudres à leur température d'incandescence, tout en restant en deçà de la température de transformation $\alpha \leftrightarrow \beta$ du quartz.

Des neutralisations thermiques de durée croissante influencent la TLA du quartz en augmentant l'intensité globale de l'émission lumineuse (fig. 21 A). L'accroissement de I_a , d'abord rapide, puis de plus en plus lent (fig. 22 A) est, dans le domaine étudié, une fonction

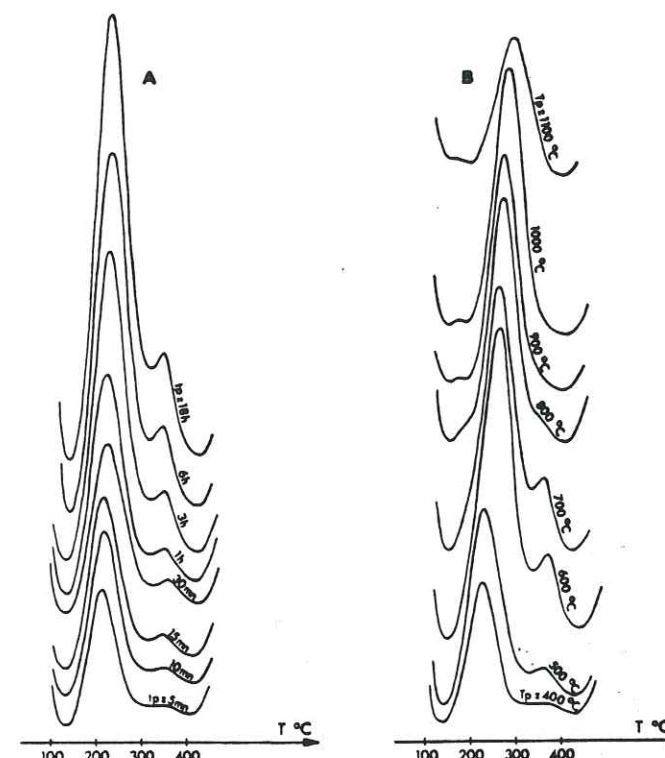


Fig. 21. - Influence de la durée (A) et de la température de préchauffe (B) sur la TLA du quartz. Cas du quartz filonien de La Gardette. T_p , température de préchauffe ; t_p , temps de préchauffe.

complexe du temps de préchauffe, de type hyperbolique inverse⁶.

Le phénomène est accompagné par un décalage progressif et parfois conséquent des pics vers les hautes températures. Ces variations affectent préférentiellement la partie moyenne des courbes, laquelle correspond à la zone d'émission des deux premiers pics de TLN. Dans le cas du quartz filonien de La Gardette par exemple, le pic de moyenne température de TLA évolue entre 239°C et 260°C ($\Delta T = 21^\circ\text{C}$), pour des durées de neutralisation croissantes (5 minutes à 18 heures) ; son intensité varie de 109 à 321 u.a. Dans le même temps, le pic de haute température subit un décalage de 6°C seulement (361→367°C), avec un gain d'intensité limité à 80 u.a.

L'intensité relative des pics de moyenne et de haute température reste stable : leur rapport ne diminue que de 5 unités au bout de 18 heures de préchauffe à 500°C (fig. 22 A).

L'influence de la durée de neutralisation thermique varie quantitativement suivant les types de quartz.

• Action de la température de neutralisation thermique. Les mêmes quartz ont été successivement soumis à des préchauffes de température croissante : 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700, 750, 800, 900, 1000, 1100°C. Le temps de préchauffe a été fixé à 30 minutes et maintenu constant en cours d'expérimentation.

L'augmentation de la température de neutralisation thermique modifie fortement la thermoluminescence artificielle du quartz en agissant sur l'intensité relative des pics de TL (fig. 21 B). L'évolution des paramètres est, en première approximation, globalement analogue : des températures de préchauffe élevées favorisent le décalage des pics vers le corps noir, augmentent l'intensité relative des émissions de moyenne et de haute température, accroissent dans beaucoup de cas l'intensité totale de thermoluminescence. Ces variations ne sont pas linéaires, mais présentent d'importantes perturbations au niveau de trois groupes de températures de préchauffe :

- Entre 500°C et 800°C, l'intensité totale de TLA est d'abord croissante ; elle passe par un ou plusieurs maximums, puis chute systématiquement à 750°C, avant de reprendre plus ou moins fortement (fig. 22 B). L'intensité absolue de chaque pic suit une évolution parallèle.

Dans le même intervalle, le rapport d'intensité R' des pics de moyenne et de haute température est décroissant, puis croissant. L'inversion s'effectue vers 550°C ou 650°C suivant les échantillons, dictée par le jeu opposé mais conjugué des deux pics. La décroissance de R' est due à la hausse plus rapide du pic de haute température et, inversement, la croissance du rapport intervient pour une augmentation supérieure de l'intensité de l'un des pics de moyenne température. Sur le plan de la structure électronique, en fonction des hypothèses actuelles illustrées avec approximation par la formule semi-empirique d'URBACH ($E_{ev} = T^\circ\text{K} / 500$), ce sont donc les pièges énergétiquement les plus profonds qui subissent les plus fortes perturbations aux températures de préchauffe les plus faibles. Des perturbations de même type affectent aux températures plus élevées les pièges moins profonds.

- À 900°C, l'accroissement du rapport R' marque généralement un ralentissement. Une légère chute des valeurs peut être enregistrée.

- Au-delà de 1000°C, l'évolution des paramètres diffère suivant les types de quartz : I_a et R' augmentent fortement (quartz détritiques de Biot) ou, à l'inverse, chutent (quartz filonien de La

⁶ En coordonnées logarithmiques, la représentation graphique de la fonction $I_a = f(t_p)$ est linéaire.

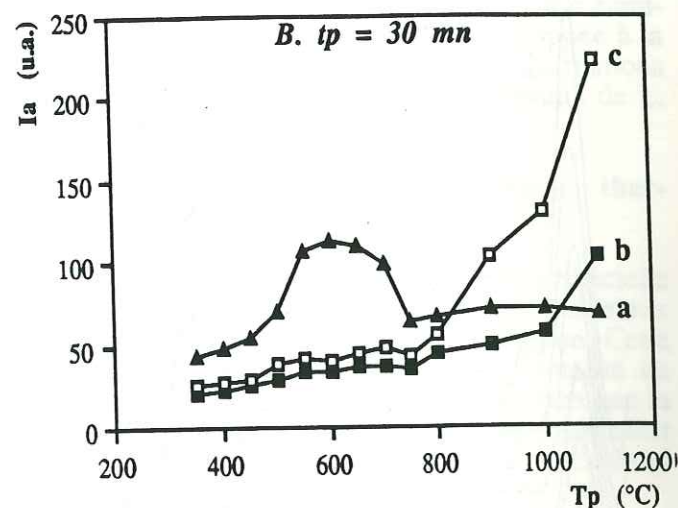
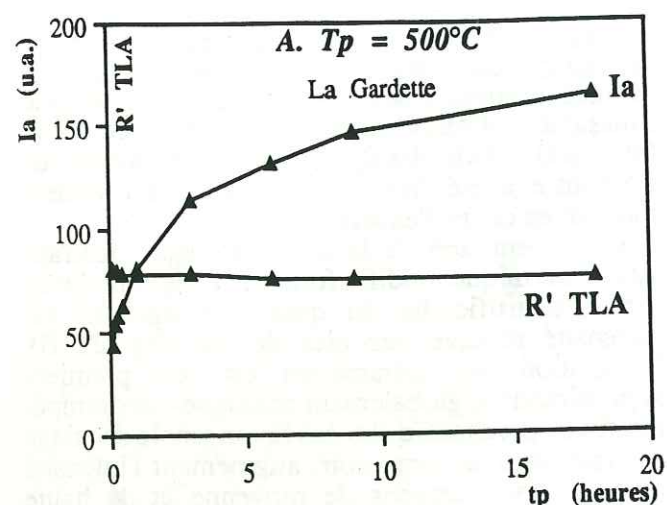
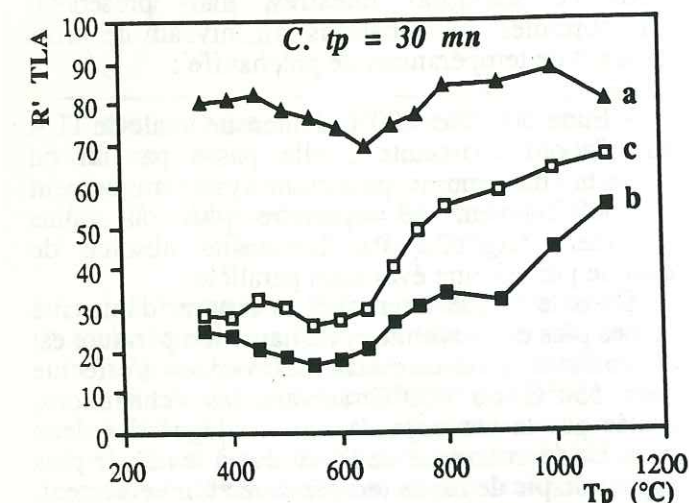


Fig. 22. - Influence du traitement thermique sur la TLA du quartz.

A. Évolution de l'intensité globale (I_a) et du rapport d'intensité (R') des pics de moyenne et de haute température de TLA en fonction du temps de préchauffe (t_p , heures), à température constante ($T_p = 500^\circ\text{C}$). Quartz filonien de La Gardette.

B, C. Évolution de l'intensité globale (I_a) et du rapport d'intensité (R') des pics de moyenne et de haute température de TLA en fonction de la température de préchauffe (T_p , $^\circ\text{C}$) pour un temps de neutralisation thermique constant ($t_p = 30$ mn).

a. Quartz filonien de La Gardette, broyé (granulométrie : 200-315 μm) ; b, c. Quartz "en grains" non broyés et broyés des sables éocènes de Biot (granulométrie : 200-315 μm).



Gardette). Mais, dans tous les cas, le rapport d'intensité des pics de moyenne et de haute température est supérieur à 50. Les quartz caractérisés en TLN par une émission de haute température dominante (sables de Biot par exemple) voient leur courbe radicalement transformée par l'inversion des pics.

La migration des émissions, déjà enregistrée pour des durées de préchauffe croissantes, affecte la totalité de la courbe, mais surtout sa partie moyenne. Sur le quartz de La Gardette, le pic principal centré à 235°C pour une neutralisation thermique effectuée à 350°C pendant 30 minutes, apparaît à 315°C ($\Delta T = 75^\circ\text{C}$) lorsque la neutralisation thermique atteint 1100°C . Au cours de sa migration, ce pic englobe progressivement les émissions de haute température, ce qui entraîne une modification importante de la forme de la courbe : la coalescence ou la superposition des différents pics se traduisent par de fortes variations d'intensité.

Le dernier pic de TLA subit ponctuellement, lors

de traitements thermiques élevés, un décalage apparent vers les basses températures. Ce phénomène est artificiel, lié au recouvrement du pic par l'émission dominante de moyenne température.

Parallèlement à cette évolution peuvent apparaître, dans le domaine des basses températures, des pics de très faible intensité masqués au préalable par les émissions principales (fig. 21 B).

Les perturbations induites par le traitement thermique expérimental sont irréversibles : des poudres préchauffées à haute température (800°C , 1100°C), puis portées à une température inférieure - 500°C , par exemple - au cours d'une nouvelle préchauffe, conservent les modifications dues au traitement thermique de plus haut degré. La même observation peut être effectuée pour la durée de préchauffe.

Les effets du broyage interfèrent avec les perturbations liées au traitement thermique. Deux lots identiques de quartz détritiques, l'un broyé, l'autre non broyé, présentent une réponse

différente aux mêmes conditions de préchauffe : l'évolution des paramètres TL est systématiquement amplifiée dans le cas des quartz broyés (fig. 22 B et C).

DISCUSSION :

Quatre points méritent d'être soulignés parmi ces résultats :

- les perturbations diffèrent quantitativement et parfois qualitativement selon les types de quartz ;
- elles affectent préférentiellement la partie moyenne des courbes de TLA, comme dans le cas du traitement mécanique ;
- elles interviennent, avec le plus d'effet, pour des températures de préchauffe parfois différentes, mais du même ordre de grandeur ;
- elles sont irréversibles.

La première observation souligne la grande variabilité des caractères thermoluminescents du quartz, que ne laisse transparaître ni la relative simplicité de la structure atomique du minéral, ni son caractère largement ubiquiste. La cause est à rechercher dans les nombreux défauts physiques ou chimiques qui peuvent affecter l'édifice cristallin. Pour n'aborder que l'aspect chimique du problème, il est bon de rappeler qu'en plus des oxydes classiques piégés dans les inclusions de tous ordres que peut renfermer le minéral, l'aluminium, le germanium, le titane et le lithium sont des éléments substitutionnels potentiels du silicium. Fe, Mg, Ca, Na et K ont été identifiés, à l'état de traces, dans des quartz réputés purs (M.L. KEITH et O.F. TUTTLE, 1952). Ces impuretés sont toutes susceptibles de créer directement ou indirectement des pièges à électrons. La seconde observation nous montre que, parmi ces pièges, certains sont plus instables, plus sensibles que d'autres aux variations thermo-dynamiques : il s'agit toujours de pièges localisés sur des niveaux énergétiques comparables, de profondeur moyenne. Leur qualité ne sera pas discutée ici, par absence d'arguments.

Les causes possibles des variations peuvent, elles, être abordées.

S. COHEN et M. PRIQUELER (1963), travaillant sur de la silice vitreuse dopée à l'aluminium, ont attribué certaines perturbations au passage de l'élément Al en position substitutionnelle lors d'un recuit à 900°C . Cette substitution entraîne, d'après les auteurs, une série de réactions connexes, elles aussi susceptibles de créer des centres luminogènes : passage du silicium en position interstitielle, apparition d'hydrogène ou de lacunes d'oxygène en tant que compensateurs de charge.

Y. ICHIKAWA (1968), M.J. AITKEN *et al.* (1968), puis J.-M. CHARLET (1969) ont mis en relation les modifications brutales des courbes de TLA avec la température de transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ du quartz. Les principales perturbations interviennent effectivement dans des domaines de température (550 - 650°C et 900°C) où des transformations displacives et restructuratives affectent les minéraux de la famille de la silice. Deux faits s'opposent cependant à cette hypothèse. Les températures de préchauffe qui modifient fortement la forme des courbes de TLA ne sont pas strictement identiques pour tous les échantillons : l'inversion de R' par exemple intervient à 550°C ou 650°C . On peut objecter à cela que la température d'inversion du quartz est, elle-même, affectée de variations liées aux impuretés que renferme le minéral (M.L. KEITH et O.F. TUTTLE, 1952), ou à la composition chimique de son milieu de cristallisation (J. WYART et G. SABATIER, 1954). Mais l'ordre de grandeur diffère : la dizaine de degrés dans un cas, la centaine dans l'autre. À cela s'ajoute l'irréversibilité des modifications de TL, alors que la transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ est énantiotrope. Il est possible cependant que les dislocations créées par extension du réseau lors de l'élévation de température, subsistent après le retour du quartz à la forme α . J.-P. BAHL et J.-M. THOMAS (1967) ont constaté ce phénomène sur d'autres matrices cristallines. Mais il faudrait alors imputer la totalité des variations de TL à ce seul type d'imperfection.

La première hypothèse paraît mieux argumentée : elle attribue les perturbations observées à des phénomènes de diffusion à l'état solide, lesquels interviendraient pour des températures de neutralisation thermique voisines sinon identiques.

Le départ de groupements OH peut également être invoqué.

Il convient d'insister sur le fait que le traitement thermique, comme le traitement mécanique d'ailleurs, n'introduit pas de groupes de niveaux métastables intrinsèquement différents dans l'édifice atomique. Le broyage et la préchauffe accroissent ou diminuent le nombre de pièges existants ou la probabilité de piégeage des électrons de conduction sur certains niveaux métastables bien localisés. C'est ce que suggère l'analyse des courbes de thermoluminescence artificielle : leur évolution s'effectue toujours par croissance ou décroissance des pics, jamais par apparition d'émissions nouvelles.

La dernière observation présente un intérêt tout particulier pour l'étude des domaines métamorphiques. Il sera fait appel à elle lors de l'examen de ces problèmes dans les Alpes.

CONCLUSIONS :

Sur le plan de la méthodologie, les facteurs directement liés au traitement thermique, tels que la durée et la température de préchauffe, modifient très fortement et inégalement la TLA du quartz.

Ces variables expérimentales doivent être fixées et maintenues constantes pour toutes les manipulations, afin d'éliminer leur influence. Chaque échantillon a subi, à cet effet, une neutralisation thermique à 500°C pendant une durée de 15 minutes.

5 - ANALYSE DE L'ÉMISSION LUMINEUSE. CHOIX ET TRAITEMENT DES PARAMÈTRES TL.

5.1 - RÉPARTITION SPECTRALE DE LA THERMOLUMINESCENCE DU QUARTZ.

L'étude de la répartition spectrale de la TL du quartz n'a été abordée que par peu d'auteurs. En 1938, T. FUTAGAMI observe une émission de TLA continue entre 385 et 610 nanomètres, avec un maximum à 469 nm. En 1962, A. DEROULEDE *et al.* signalent une augmentation régulière de l'intensité de l'émission de TLA en fonction de la longueur d'onde entre 330 et 420 nm. Un an plus tard, W.L. MEDLIN étudie le spectre de l'émission artificielle de très basse et de basse température (77 à 330°K).

Ces données sont très fragmentaires et ne concernent pas la thermoluminescence naturelle du quartz. Elles ont été complétées par une analyse détaillée des spectres de TL entre 325 et 636 nanomètres (R. MAZERAN et J.-P. IVALDI, 1976), effectuée sur le quartz filonien de La Gardette et les quartz "en grains" des sables de Biot. Les émissions de ces échantillons diffèrent fortement, aussi bien en thermoluminescence naturelle qu'en thermoluminescence artificielle, avec prédominance des pics de basse ou de moyenne température pour l'un, du pic de haute température pour l'autre.

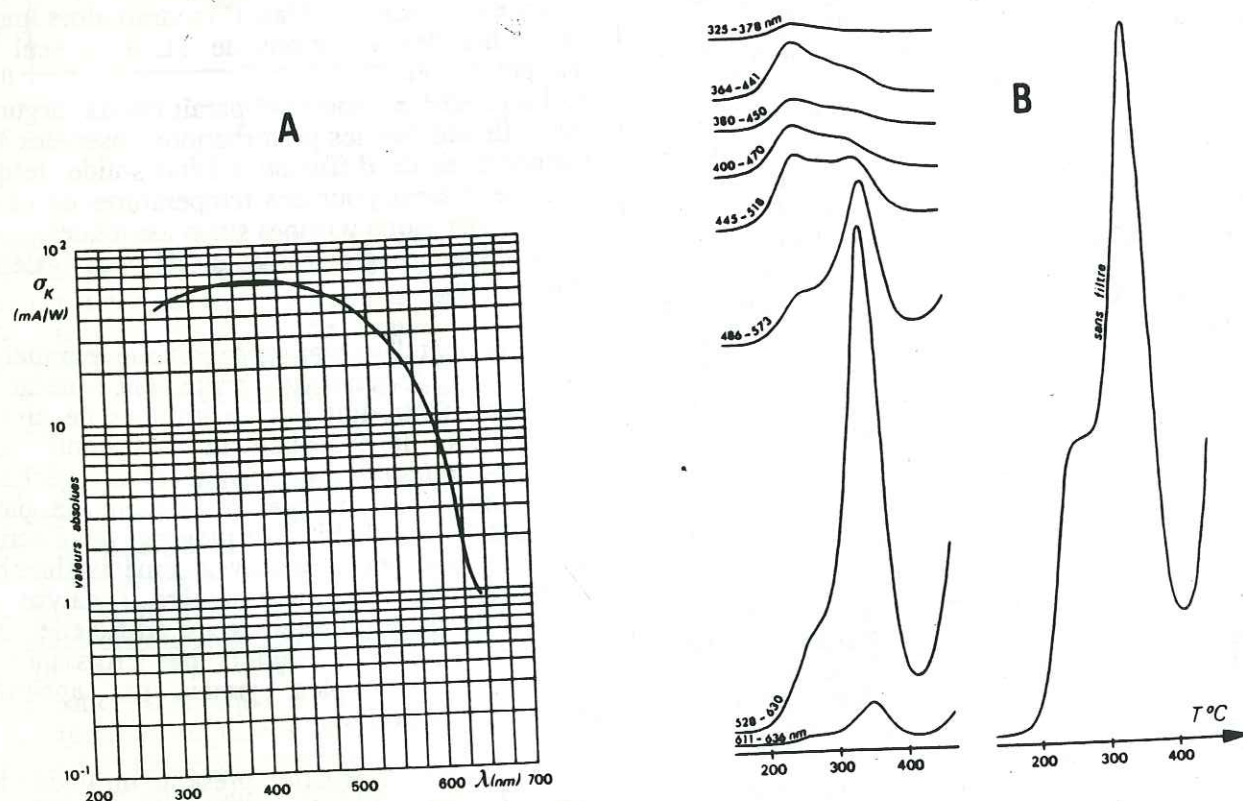


Fig. 23. - Répartition spectrale du quartz (données semi-corrigées).
A. Courbe de réponse spectrale du PM 150 UVP (échelle semi-logarithmique).

B. Variations de la TLN du quartz des sables éocènes de Biot en fonction des domaines du spectre étudiés (PM 150 UVP).

Le photomultiplicateur 150 UVP utilisé, sensible dans le domaine 250-650 nanomètres, présente une courbe de réponse maximale vers 400 nm (fig. 23 A). Ses performances sont par contre très faibles dans le rouge. Les données numériques brutes ont été corrigées en ramenant la courbe de réponse du PM à 100% pour toutes les longueurs d'onde (325 à 636 nm), afin d'évaluer la répartition spectrale réelle du quartz.

Le balayage du domaine spectral a été réalisé à l'aide d'une série de filtres optiques SPECIVEX disposés sur le trajet du rayonnement photonique, dans un tiroir prévu à cet effet (fig. 11). Les largeurs à mi-hauteur des bandes passantes de chaque filtre, définies après l'établissement de leur courbe de transmission par un spectrophotomètre CARY 17, sont les suivantes : 325-378, 364-441, 380-450, 400-470, 445-518, 486-573, 528-630 et 611-636 nanomètres. Le coefficient de transmission de chaque filtre a été ramené à 100% afin de faciliter les comparaisons.

RÉSULTATS :

5.1.1 - Données semi-corrigées (coefficient de transmission des filtres ramené à 100%).

• Thermoluminescence naturelle. La courbe d'émission diffère suivant le filtre utilisé. Sa forme générale peut être tout à fait opposée à celle de la courbe de TLN globale obtenue sans interposition de filtre (fig. 23 B). La répartition spectrale couvre, dans tous les cas, l'ultraviolet et la totalité du visible. Elle varie suivant les échantillons, en fonction de la position du pic de TLN prédominant (fig. 24).

Ainsi, le quartz filonien de La Gardette, dont le pic principal culmine dans le domaine des moyennes températures ($250 \pm 10^\circ\text{C}$), présente-t-il une émission maximale dans la bande 445-518 nm. Pour le quartz "en grains" des sables de Biot, à pic de haute température dominant ($350 \pm 10^\circ\text{C}$), l'émission maximale est enregistrée entre 528 et 630 nm. La bande d'émission principale est d'autant plus décalée vers le rouge que la température apparente du pic majeur de TLN est élevée. Il existe donc une relation étroite entre la température des pics de TL - et par là, la profondeur des pièges - et la répartition spectrale de la TLN.

• Thermoluminescence artificielle (20-500°C). Les pics de basse température émettent essentiellement dans des bandes allant de la limite de l'ultraviolet et du visible au vert, avec un décalage du spectre vers les longueurs d'onde plus

grandes pour les échantillons caractérisés par des courbes de TLN où le premier pic est dominant (exemple : Quartz de La Gardette).

Les pics de moyenne et de haute température ont un spectre voisin des émissions équivalentes de TLN.

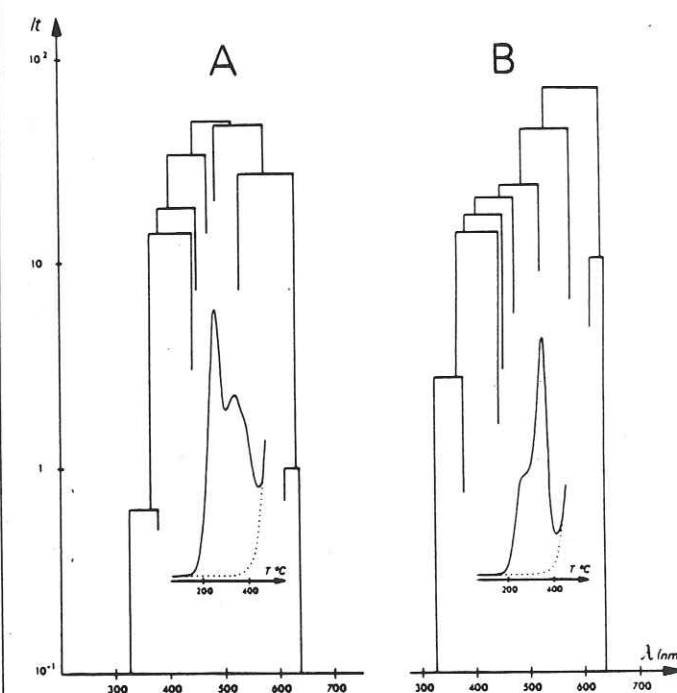


Fig. 24. - Répartition spectrale de la TLN du quartz (abscisse : longueurs d'onde en nanomètres ; ordonnée : intensité de l'émission en unités arbitraires, échelle logarithmique).

A. Quartz filonien de La Gardette.

B. Quartz des sables de Biot.

La courbe de TLN globale de chaque échantillon a été représentée sur les histogrammes (données semi-corrigées, PM 150 UVP).

5.1.2 - Données corrigées.

• Thermoluminescence naturelle. Après une double correction des données en fonction du coefficient de transmission des filtres et de la courbe de réponse spectrale du PM, ramenés tous deux à 100%, l'essentiel de l'émission⁷ est constitué de bleu, de vert et de jaune vert (493-579 nm) pour les échantillons dont le pic de TL majeur appartient au domaine de moyenne température (fig. 25 A). La bande d'émission principale se situait, sans correction du PM, dans des longueurs

⁷ Il s'agit de la répartition spectrale réelle du quartz, alors qu'en données semi-corrigées la répartition spectrale obtenue est fonction du PM 150 UVP.

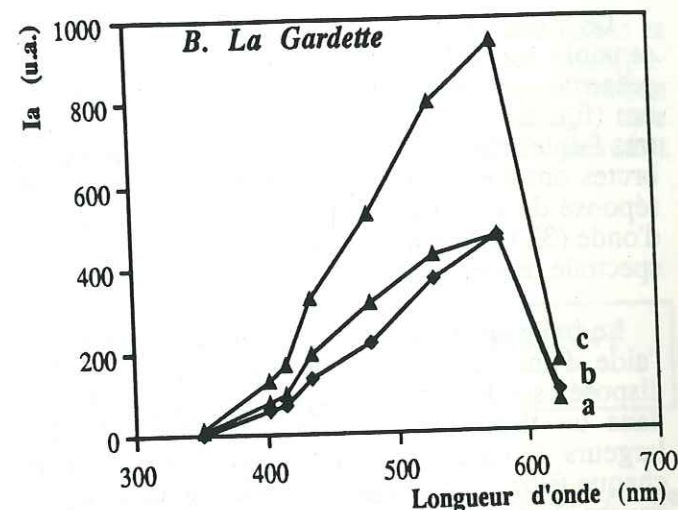
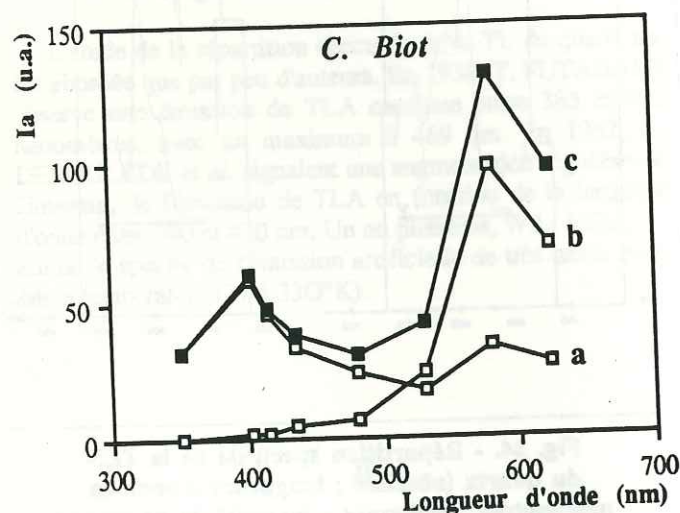
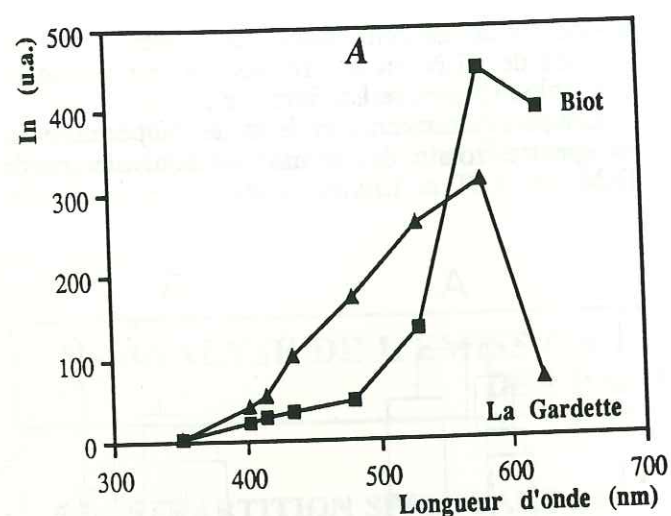


Fig. 25. - Répartition spectrale des quartz de La Gardette et de Biot (données corrigées). Les intensités de TL sont données en unités arbitraires (u.a.), les longueurs d'onde en nanomètres (nm).

A. Spectres des pics de TLN.
B, C. Spectres des pics de TLA.
On a distingué le spectre des pics de basse température (a), celui des pics de moyenne et de haute température (b), et le spectre global (c).

d'onde plus courtes (430-528 nm), entre le bleu et le vert (fig. 24 B).

Lorsque le pic de TLN majeur apparaît à haute température, l'essentiel de l'émission est constitué de jaune vert et de rouge. À largeur de bande égale, le maximum est axé dans l'intervalle jaune orangé — rouge ; sans correction, c'est dans le jaune vert et le vert que se plaçait la bande d'émission principale.

• **Thermoluminescence artificielle.** La réponse spectrale varie suivant les échantillons. Lorsqu'il s'agit de quartz caractérisés par des courbes de thermoluminescence naturelle à pic de moyenne température dominant (La Gardette), la répartition spectrale de TLA mime celle de TLN (fig. 25 B), avec des intensités nettement plus fortes (rapport d'ordre 3 en faveur de la TLA). On n'observe pas de différence majeure entre les bandes d'émission des pics de basse température et celles des pics de moyenne et de haute température.

Les couleurs dominantes sont le bleu, le vert et le jaune vert.

Lorsque la courbe de thermoluminescence naturelle de l'échantillon est à pic de haute température dominant, les spectres de TLN et de TLA diffèrent assez fortement : à la bande d'émission constituée de jaune vert et de rouge s'ajoute une autre bande, moins intense, axée sur la limite de l'ultraviolet et du visible (fig. 25 C). Cette opposition provient de la réponse spectrale divergente des pics de basse température, dont la bande d'émission maximale est largement décalée vers les courtes longueurs d'onde. On remarque également que l'intensité des émissions est moins forte en TLA qu'en TLN. L'existence de deux bandes bien individualisées UV/bleu et jaune vert dans le premier cas, d'une seule bande jaune vert dans le second cas, permet d'expliquer le phénomène par une répartition différente de l'énergie interne totale du système en TLA.

5.1.3 - Influence des traitements mécanique et thermique sur la répartition spectrale de la TL du quartz.

Le broyage n'affecte pas le spectre global de la TLN, ni celui des pics de basse température de la TLA. Il modifie parfois les bandes des pics de moyenne et de haute température de thermoluminescence artificielle, en décalant l'émission maximale vers le bleu, le violet et l'ultraviolet. Ce phénomène est observé chaque fois que le pic de TLA situé dans la zone d'émission du premier pic de TLN croît en intensité avec le traitement mécanique.

Le traitement thermique modifie la répartition spectrale de la TLA dans tous les domaines de température (de 20°C à 500°C) lorsqu'il est élevé ($T = 1000^\circ\text{C}$ par exemple). Les bandes d'émission sont décalées vers les courtes longueurs d'onde, comme dans le cas précédent.

La granulométrie n'a aucune influence sur les bandes d'émission.

CONCLUSIONS :

Le spectre de TL du quartz couvre l'ultraviolet et la totalité du visible, aussi bien pour le matériel éruptif, métamorphique que détritique. L'intensité de l'émission lumineuse, dans les diverses régions du spectre, diffère suivant la forme générale des courbes TL. Elle varie en fonction de la température apparente des pics dominants, et donc avec la profondeur des groupes de pièges les plus importants.

En ce qui concerne la TLN et le domaine des hautes températures de TLA, les bandes d'émission majeures sont d'autant plus décalées vers le rouge que le pic de haute température de TLN est intense et proche du corps noir. Cette relation rapproche la luminescence de l'incandescence. Ces phénomènes, qui diffèrent l'un de l'autre sur le plan de l'expérimentation, participent en fait d'un même mécanisme élémentaire, avec émission de lumière par variation de l'énergie interne d'une particule matérielle. Mais les émissions de basse température de TLA obéissent à une règle inverse et sont décalées vers le bleu lorsque le pic principal de TLN apparaît à haute température.

La théorie élémentaire du phénomène de thermoluminescence, telle que l'ont établie RANDALL et WILKINS, suppose que tous les groupes de pièges fournissent de l'énergie au même mécanisme d'émission, en clair, que les spectres d'émission des pics successifs de la courbe de thermoluminescence sont identiques, indépendants de la température. L'expérience démontre le contraire et révèle la complexité des mécanismes atomiques qui régissent la thermophosphorescence face aux modèles théoriques simples proposés dans la littérature (cf. pp. 13-14).

5.2 - CHOIX DES PARAMÈTRES TL ET TRAITEMENT DES DONNÉES NUMÉRIQUES.

5.2.1 - Décryptage des courbes. Choix des paramètres.

Les développements qui précèdent établissent la signification précise du document de base qu'est la courbe de thermoluminescence. Chaque courbe somme, entre 20 et 500°C, le rayonnement photonique polychromatique d'une poudre monominérale, de quartz en l'occurrence. Elle intègre l'émission d'un seul type de quartz dans les cas les plus simples, ou de types de quartz divers dans le cas de matériaux métamorphiques polyphasés, éruptifs à plusieurs temps de cristallisation, et surtout détritiques. Il s'agit donc d'une courbe résultante.

Le decryptage et la caractérisation de chaque courbe sont réalisés à l'aide de paramètres spécifiques, qui prennent en compte la position en température des émissions lumineuses et leurs intensités.

Ces paramètres et leur signification énergétique ont été définis dans le paragraphe 3.1.3 (p. 25) consacré à la description du dispositif d'enregistrement de la thermoluminescence. Il s'agit, rappelons-le, du nombre de pics TL, de leur position en température, de leurs intensités absolues et relatives, ainsi que de l'intensité globale de thermoluminescence naturelle et artificielle.

Le nombre de pics est généralement compris entre 1 et 3 en TLN, entre 1 et 7 en TLA ; chaque pic sera numéroté de 1 à 3 ou de 1 à 7, selon son ordre d'apparition. Il sera caractérisé par sa température apparente T_x , exprimée en degrés Celsius, par sa hauteur H_y , mesurée en millimètres et donnée en unités arbitraires (u.a.). Le rapport d'intensité le plus fréquemment utilisé concerne les pics 1 et 3 de TLN. R_{1-3} est donné par la relation :

$$(H_1/H_1+H_3) \times 100.$$

Ce rapport évolue entre 0 et 100.

Les intensités globales de TLN (I_n) et de TLA (I_a), mesurées en centimètres carrés, seront également exprimées en unités arbitraires.

Afin de faciliter la comparaison des résultats, les données numériques qui rendent compte des intensités de TL seront rapportées à une sensibilité repère de 1.10^{-7} ampère, après soustraction de l'émission lumineuse d'origine purement thermique (corps noir).

Les mesures de thermoluminescence relatives à ce travail ont été réalisées au cours de deux périodes étalées sur un peu plus de dix ans. Afin de

ne pas modifier l'aspect qualitatif de l'enregistrement, la totalité des mesures a été effectuée à l'aide du même photomultiplicateur 150 UVP n° 50301 qui possède sa courbe de réponse spectrale propre (fig. 23, a).

En ce qui concerne l'aspect quantitatif de l'enregistrement, la réponse du photomultiplicateur présente, au cours du temps, un déclin important, qui est fonction de son degré d'utilisation et qui n'obéit donc pas à une loi de décroissance simple, linéaire. Sur dix ans, sa perte de sensibilité, établie à l'aide de plusieurs échantillons témoins, est de l'ordre de 50%. Cette variation, ainsi que toutes les fluctuations annexes liées aux conditions d'expérimentation (changement de four, de haute tension, d'enregistreur), ont été corrigées par l'analyse d'un échantillon de référence non broyé avant chaque série de manipulation : le quartz des sables de Biot de granulométrie 200-315 μm , séparé par liqueurs denses. L'erreur sur chaque mesure a pu, ainsi, être limitée à $\pm 5^\circ\text{C}$ pour les températures, à moins de 5% pour les intensités absolues. Les paramètres qui rendent compte des intensités relatives de TL sont indépendants des conditions expérimentales.

5.2.2 - Traitement des données numériques.

• Méthode des courbes. Il s'agit, chronologiquement, de la première méthode employée (M. D'ALBISSIN-CHAYE *et al.*, 1970). La forme générale de chaque courbe est décrite à l'aide des principaux paramètres de TL liés à la température et à l'intensité des pics. Les rapprochements éventuels entre les matériaux rocheux analysés sont effectués, et les résultats exposés, sous la forme de tableaux et de figures regroupant les principaux types de courbes. Ce procédé comparatif empirique nécessite une présentation des données souvent longue et fastidieuse, aussi bien pour l'auteur que pour le lecteur ! Il n'en demeure pas moins que la méthode, employée avec discernement, fournit de bons résultats. Elle a également l'avantage appréciable de présenter des données brutes réinterprétables : les courbes TL.

• Analyse factorielle des correspondances. Cette méthode d'analyse des données, largement décrite par J.-P. BENZECRI (1973), a été utilisée pour le traitement de problèmes géologiques (P. CAZES, 1970). J. DELTEIL l'a appliquée pour la première fois à la thermoluminescence en 1974, puis en 1975 avec la collaboration de P. CAZES et D. WALTER, lors d'une étude des flyschs de la chaîne alpine d'Afrique du Nord.

La méthode recourt aux techniques d'analyse multidimensionnelles. Chaque courbe est découpée en n éléments de surface, dans un intervalle de température donné. Elle est ainsi définie par n

valeurs de l'émission lumineuse qui correspondent à autant de températures différentes. Les échantillons figurés chacun en fonction de n variables, dans un espace à n dimensions, se groupent en nuages de points que l'on projette en plan avec leurs deux axes de densité principaux (axes factoriels). L'avantage de la méthode est indéniable en ce sens qu'elle traite statistiquement les courbes de thermoluminescence et propose une représentation claire des données numériques.

Ses inconvénients sont de deux ordres :

— Elle considère chacun des n points de la courbe analysée comme une variable indépendante, ce qui n'est pas le cas, tant sur le plan de la géométrie que sur le plan de la phénoménologie de la thermoluminescence, où l'expérience montre qu'il existe une interdépendance entre les groupes de pièges et leurs électrons métastables.

— Toute introduction de données nouvelles modifie la densité du nuage de points et change, par voie de conséquence, ses axes factoriels et les coordonnées de chacun des points par rapport à ces axes. La comparaison directe de résultats échelonnés dans le temps ou d'origine différente est donc rendue difficile. Il faut dans tous les cas effectuer un nouveau traitement global des données. L'emploi d'un ordinateur couplé à la sortie digitale de l'appareillage de TL facilite ce travail.

• Diagrammes bidimensionnels et cartes isofactes. La méthode a été mise au point par approximation, au cours de travaux successifs (J.-P. IVALDI, 1973, 1979, 1980). Sa démarche est mixte ; elle emprunte aux deux procédés empirique et statistique. Les courbes représentatives de la formation détritique, du complexe éruptif ou métamorphique étudié, subissent un examen préliminaire destiné à les classer par grandes familles. Les principaux paramètres de TL sont ensuite définis et leurs variations numériques mises en relation avec l'évolution de la forme générale des courbes-types. On utilise alors les paramètres TL les plus performants pour projeter la totalité des échantillons de roche dans des diagrammes bidimensionnels en coordonnées linéaires ou logarithmiques et pour établir des cartes isofactes.

Les diagrammes les plus utilisés mettent en relation les intensités globales de TLN et de TLA (I_n , I_a), la température et l'intensité du pic dominant (T_d , H_d), l'intensité relative des pics 1 et 3 de thermoluminescence naturelle et l'intensité globale de TLN (R_{1-3} , I_n). Les points représentatifs de chaque échantillon de roche analysé se répartissent en un ou plusieurs nuages ou aires de variabilité qui donnent une représentation statistique simple de données numériques.

Lorsqu'il s'agit de rechercher les provinces distributives d'un bassin sédimentaire à remplissage détritique donné, on projette successivement les points représentatifs de la formation détritique étudiée, puis les points des principaux matériaux des sources potentielles. Dans l'aire de variabilité des matériaux détritiques, les points se groupent par zones, ce qui fournit un premier indice du nombre de sources. Les nuages de points relatifs aux sources potentielles peuvent être inclus dans le premier nuage, le recouper ou rester indépendants. Leur disposition confirme ou infirme les résultats préliminaires. Une analyse aussi exhaustive que possible des provinces distributives affine, bien sûr, la représentation statistique.

Des variations et modifications spatio-temporelles importantes de thermoluminescence ont été dégagées au cours de l'étude du Paléogène de la zone alpine externe. Elles correspondent à une évolution progressive ou à des modifications radicales de l'environnement paléogéographique. Elles seront représentées à l'aide de cartes isofactes qui utilisent les paramètres de TL les plus performants.

Dans le cas des roches sédimentaires détritiques, nous avons vu que la technique d'analyse sur les poudres de quartz fournissait des courbes de thermoluminescence qui représentent la somme des émissions de types de quartz dont l'origine est diverse. Les traits spécifiques de chaque émission sont d'autant plus apparents que son intensité et le pourcentage de quartz correspondant, dans les poudres, est élevé ; ils peuvent être partiellement ou totalement oblitérés dans le cas inverse. Les courbes de thermoluminescence résultantes subissent autant de modifications. À l'échelle des affleurements d'une formation détritique, ces variations peuvent être mises en évidence par le tracé de lignes isofactes définies comme le lieu des points de prélèvement caractérisés par des valeurs égales d'un paramètre TL donné.

L'établissement de cartes isofactes permet de matérialiser, par la position et le dessin des diverses lignes isofactes :

— la répartition des différents stocks de quartz, la situation et la progradation des nappes détritiques dans le bassin de sédimentation, soulignées par l'existence de structures lobées ;

— les débouchés des principaux vecteurs dynamiques du matériel détritique, localisés à l'ouverture des structures lobées ;

— le nombre et la situation géographique des principales provinces distributives par rapport au bassin sédimentaire, ces renseignements recoupant les données obtenues à partir de l'établissement des diagrammes bidimensionnels.

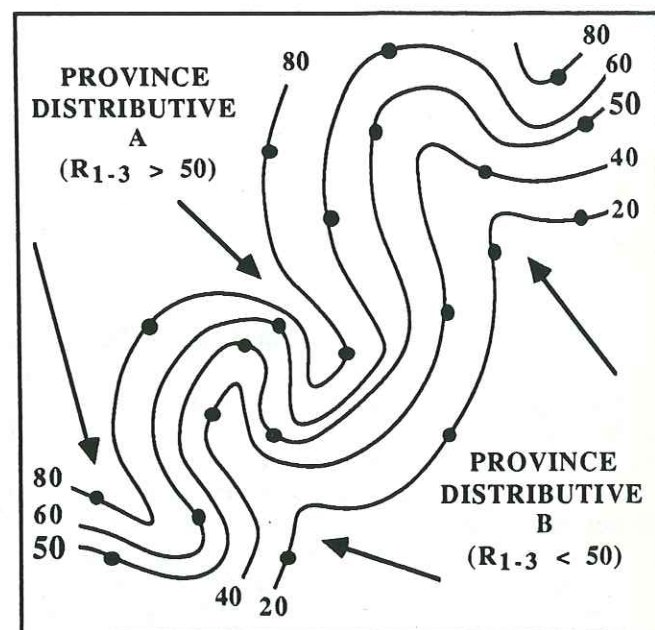


Fig. 26. - Exemple théorique de carte isofacte d'un bassin sédimentaire à remplissage détritique alimenté par deux provinces distributives principales A et B.

Le paramètre retenu est le rapport R_{1-3} de TLN. Les flèches soulignent l'existence des principales structures lobées, images sommées, sur la totalité de la période de sédimentation, de la répartition des divers stocks quartzueux dans le bassin et de la position des principales nappes détritiques progradantes.

Ces cartes seront donc interprétées comme des modèles de distribution des matériaux détritiques quartzueux dans le bassin de sédimentation concerné.

Les meilleurs résultats sont obtenus par l'établissement de cartes isofactes des paramètres R_{1-3} et I_n de TLN.

Les cartes isofactes qui seront proposées pour les quatre principales formations détritiques paléogènes étudiées ne correspondent pas à un même niveau stratigraphique et donc à un repère chronologique précis, mais à un intervalle de temps qui couvre la totalité de la durée de sédimentation des matériaux quartzo-feldspathiques. L'absence de repères biostratigraphiques et lithostratigraphiques en est la cause. L'image proposée est donc globale. Elle se rapproche d'autant plus de la réalité ponctuelle que la vitesse de sédimentation des complexes gréseux a été élevée. A. PERRODON (1972) avance des vitesses moyenne de 1000 mètres par million d'années pour le dépôt des séries de type flysch et molasse. D.J. STANLEY (1961) et J. BODELLE (1971) proposent des

valeurs comparables pour la sédimentation des Grès d'Annot" : 0,5 à 2,5 millions d'années pour l'ensemble de la formation dans sa puissance actuelle dans le premier cas, 1 à 2 millions d'années pour le dépôt des 620 mètres de marnes sableuses, de sables grésifiés et de conglomérats des deux premières formations détritiques du flanc sud du synclinal de Saint-Antonin dans le second cas. Il s'agit de vitesses de sédimentation rapides.

Pas plus que les autres, la méthode des diagrammes bidimensionnels et des cartes isofactes n'est parfaite. Elle ne prend en compte qu'une partie de l'information stockée par les courbes de TL. Il s'agit cependant de la partie qui, qualitativement, est la plus importante puisqu'elle est directement observable et évaluable.

L'un des avantages de la méthode est de présenter les données numériques brutes à l'aide de

diagrammes figuratifs et de cartes de situation simples, dans lesquels l'injection de données supplémentaires peut être effectuée à tout instant, sans refonte totale des documents antérieurs et sans difficultés pour le travail comparatif.

Les deuxième et troisième parties de ce travail feront appel à ces représentations graphiques et cartographiques.

Les données numériques brutes sont regroupées dans une série de tableaux disposés en fin d'ouvrage.

Le traitement des données numériques, la réalisation des tableaux annexes et des diagrammes bidimensionnels ont été effectués automatiquement par ordinateur MACINTOSH PLUS, à l'aide des programmes d'application EXCEL, CRICKET GRAPH, MAC DRAW et PAGEMAKER.

DEUXIÈME PARTIE : THERMOLUMINESCENCE ET MÉTAMORPHISME.

L'emploi de la thermoluminescence dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques est basé sur l'analyse comparée des formations détritiques et des sources présumées de leurs matériaux. La valeur de la méthode repose sur la permanence des caractères thermoluminescents des minéraux au cours de leur évolution postgénétique. L'expérience montre que ce principe est respecté dans la zone de la diagenèse en ce qui concerne le quartz, minéral que j'ai choisi comme marqueur : les phases d'altération, de transport, de sédimentation ne modifient pas sa thermoluminescence. L'action du métamorphisme sur la TL est par contre mal établie. La nature même du phénomène physique rend l'émission lumineuse particulièrement sensible à toute élévation de température.

Le Paléogène des Alpes occidentales est affecté, dans ses affleurements les plus internes, par une déformation ductile et un métamorphisme de type anchizone à épizone, dont les effets sont très inégalement connus suivant les parties de la chaîne.

Les données actuelles de la Pétrologie expérimentale fournissent des températures de l'ordre de 150-200°C pour la limite diagenèse-anchizone ; l'épizone serait atteinte entre 350 et 400°C (H.G.F. WINKLER, 1979). Outre l'élévation du gradient thermique, le développement du métamorphisme alpin a entraîné la cristallisation de néoformations siliceuses ayant leur propre thermoluminescence. Des expériences de laboratoire relativement simples, menées de pair avec une étude détaillée de terrain, permettent d'évaluer le degré de stabilité des propriétés TL originelles des quartz détritiques et de définir l'intensité de la thermoluminescence induite par l'épisode de solution-cristallisation post-priabonien.

Le métamorphisme alpin est donc abordé avec une finalité paléogéographique. Mais les nombreuses observations effectuées tout au long de ce travail, me conduiront à déborder ce cadre pour m'intéresser plus directement aux phénomènes thermobarométriques qui ont affecté le domaine des Alpes occidentales depuis la fin de la tectogenèse hercynienne. Grâce à l'utilisation conjointe de différentes méthodes analytiques sera tentée une approche des facteurs physico-chimiques qui régissent le phénomène de thermoluminescence. L'influence de la température et de la composition chimique de la phase fluide sera envisagée dans le cas relativement simple des fentes et des filons de quartz stériles alpins. Des précisions seront également apportées sur l'âge de ces cristallisations.

Tels sont les principaux sujets traités dans cette seconde partie.

1 - HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LA THERMOLUMINESCENCE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES.

La littérature concernant la thermoluminescence des roches métamorphiques est peu abondante. L'une des principales causes de cet état de fait réside dans la difficulté qu'il y a de cerner, pour un élément de chaîne donné, les différentes composantes du métamorphisme régional, afin de les mettre en relation avec d'éventuelles variations de TL. Les facteurs tels que la température, les pressions lithostatique et orientée, le chimisme des fluides, ne sont pas des variables indépendantes, mais interfèrent et définissent, ensemble, le climat métamorphique. Faire la part de chacun des paramètres n'est donc pas aisé.

Les premières recherches effectuées sur le sujet, dans le cadre du présent travail, remontent aux années 1975-1976. Elle ont fait l'objet de deux notes préliminaires publiées en collaboration avec R. MAZERAN, l'une sur les Alpes occidentales, l'autre sur la Corse. L'historique sera donc limité aux années antérieures.

F.C. HOUTERMANS fut l'un des premiers à tenter une approche du problème. Il signale, en 1957, avec E. JAGER, M. SCHÖN et H. STAUFFER, l'influence des phénomènes thermiques tardifs sur la thermoluminescence des météorites et des roches carbonatées. En 1963, N.M. JOHNSON étudie l'effet du métamorphisme de contact sur la TL des calcaires.

Ces recherches restent, dans l'ensemble, assez limitées.

En 1966, J.-M. CHARLET applique la méthode de thermoluminescence à l'étude du métamorphisme régional. Dans son mémoire de thèse, l'auteur prend l'exemple du massif cambrien de Rocroi, affecté dans sa partie méridionale par un métamorphisme épizonal d'âge hercynien. Il observe, dans un ensemble de quartzites et de phyllades, des variations de TLN qu'il met en relation avec la distribution des isogrades du métamorphisme établies sur la base des associations minérales de sills doléritiques intrusifs dans les formations. Le métamorphisme, prograde du Nord au Sud, serait responsable du décalage du premier pic de TLN vers les hautes températures et de son effacement progressif. L'intensité du second pic irait en croissant. Quand aux courbes de TLA, elles demeureraient inchangées. J.-M. CHARLET remarque des phénomènes similaires dans les poudingues givétiens diagénétiques du bassin de Namur et conclut à l'intervention d'un événement thermo-dynamique antérieur à leur dépôt.

Lors d'un colloque tenu la même année à Spoleto, en Italie, plusieurs chercheurs évoquent l'existence possible de relations entre la TL et le métamorphisme. Mais il s'agit toujours de brèves remarques effectuées en annexe de travaux dont la finalité est autre. Les résultats sont regroupés dans un important ouvrage édité en 1969 par D.J. McDOUGALL.

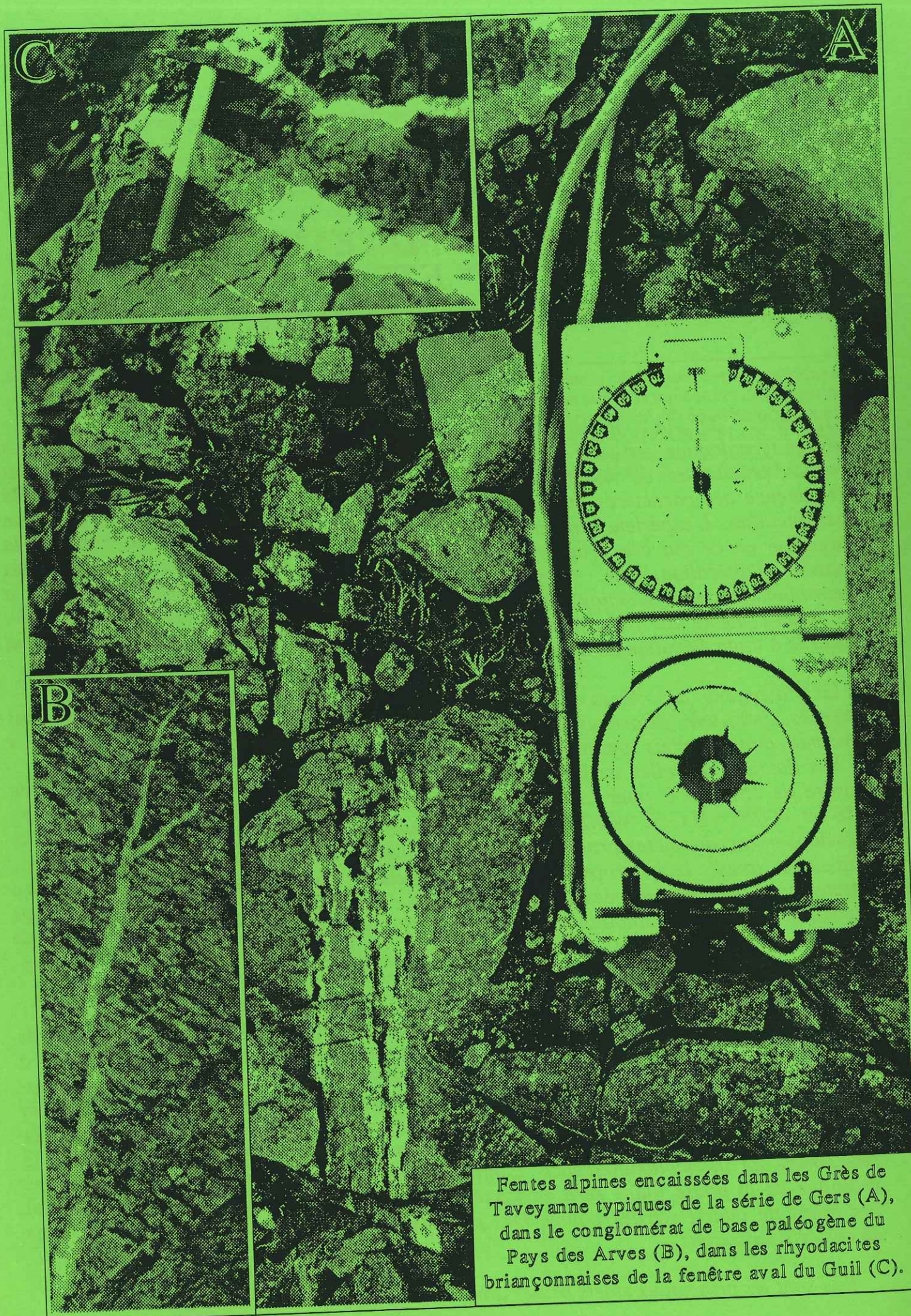
Ce même auteur présente, un an plus tard, à la Société Géologique de France, une communication intitulée: "La thermoluminescence des roches métamorphiques", dans laquelle il énonce un certain nombre de principes généraux concernant les relations entre la TL de la calcite, du quartz et des feldspaths et le faciès des roches métamorphiques. D.J. McDOUGALL raisonne en fait, la plupart du temps, sur des assemblages minéralogiques, sur des roches à dominante carbonatée, quartzique et calcique ou feldspathique. Les principes énoncés sont plutôt des hypothèses de travail basées sur des résultats expérimentaux et confrontées à des études de terrain d'origine fort diverse. A côté d'observations personnelles sont reprises les conclusions de M. d'ALBISSIN (1963) sur la déformation des calcaires, ou encore celles de J.-M. CHARLET développées ci-dessus.

Dans le cas du quartz et de la calcite l'augmentation de température entraînerait une hausse de l'intensité de TL, ce qui rejoint les résultats expérimentaux relatifs à la TLA du quartz soumis à des préchauffes de durée et de température croissantes (cf. 1ère partie, § 4.2.3, p. 34).

Les phénomènes seraient plus complexes pour les roches feldspathiques, pour lesquelles on aurait soit une augmentation, soit une diminution de la TL en fonction de l'espèce de feldspath néoformée.

D.J. McDOUGALL précise que ces principes sont surtout valables pour les zones atteintes par un métamorphisme de contact, alors que "les rares informations provenant des zones à métamorphisme régional, parfois ne sont pas concluantes, et parfois semblent fournir une confirmation supplémentaire". Il conclut son article en insistant sur le fait qu'il convient désormais de tenir compte du degré de métamorphisme dans toute application de la thermoluminescence à l'étude des formations autres que diagénétiques.

Le même auteur signale, en 1970, une baisse de l'intensité de la TL des calcaires dans l'environnement immédiat de la structure semi-circulaire de Charlevoix (La Malbaie, Québec), qu'il met en relation avec un métamorphisme d'impact.



Fentes alpines encaissées dans les Grès de Taveyenne typiques de la série de Gers (A), dans le conglomérat de base paléogène du Pays des Arves (B), dans les rhyodacites briançonnaises de la fenêtre aval du Guil (C).

À partir de 1972, R. MAZERAN aborde à son tour, sous deux angles différents, le problème des relations entre la TL et le métamorphisme. Par l'intermédiaire des quartz d'exsudation, il suit l'évolution de la TLN dans le massif cristallin des Maures où les matériaux ont subi un métamorphisme hercynien de type "moyenne température-haute pression". Ses résultats recoupent les observations faites par D.J. McDOUGALL dans d'autres régions : l'intensité de thermoluminescence augmente, dans un rapport de 1 à 3, avec le degré de métamorphisme, depuis les quartzophyllades et les quartzites du Fenouillet jusqu'aux gneiss de Bormes et aux micaschistes du Cap Nègre, soit depuis l'isograde d'apparition de la chlorite jusqu'à celle de la sillimanite.

R. MAZERAN s'intéresse, par ailleurs, aux variations de la thermoluminescence dans les auréoles métamorphiques de contact. L'exemple choisi concerne les quartzites des Cévennes traversés par le granite de Saint-Guiral. Le faciès des cornéennes à hornblende se surimpose au

"greenschist faciès" du métamorphisme général. À l'approche du batholite, l'intensité du premier pic de TLN croît jusqu'à égaler celle du pic de haute température. Des variations équivalentes sont obtenues en TLA par une suite de préchauffes, à différentes températures, de quartzites prélevés en dehors de l'auréole de contact. La confrontation des deux méthodes, naturelle et artificielle, conduit naturellement l'auteur à utiliser la TL du quartz comme indicateur thermométrique.

Une idée maîtresse paraît donc se dégager de l'ensemble de ces travaux : à quelques exceptions près, l'intensité de thermoluminescence naturelle évoluerait proportionnellement au gradient métamorphique, qu'il s'agisse de métamorphisme régional ou de métamorphisme de contact. Parmi les différents facteurs du métamorphisme, les auteurs s'accordent pour attribuer un rôle déterminant à la température.

2 - ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL DES ALPES OCCIDENTALES.

2.1 - CADRE GÉNÉRAL.

Les cristallisations post-hercyniennes du domaine alpin, engendrées par les phénomènes dynamiques et thermiques responsables de l'édification de la chaîne, sont expliquées depuis G. DAL PIAZ (1928) par l'intervention d'un métamorphisme polyphasé. L'originalité du polyphasage réside dans la juxtaposition et la surimposition d'associations minérales typomorphes caractéristiques de deux climats thermo-barométriques bien différents : l'un, assez particulier, défini par un fort gradient "pression/température", l'autre plus classique, barrovien, caractérisé par un gradient "pression/température" moyen.

Au premier climat sont attribuées des paragenèses à glaucophane-zoisite-grenat (\pm disthène) et glaucophane-lawsonite (\pm jadéite + quartz), qui correspondent aux faciès communément appelés "schistes bleus". Au second climat sont rapportées des associations d'albite-chlorite-épidote-amphibole-biotite et lawsonite-albite-chlorite du groupe des faciès "schistes verts", ainsi que des néogénèses de prehnite-pumpellyite et de laumontite, qui définissent les faciès du même nom.

Localement (Valsavaranche, Dora Maira), serait observé le passage au faciès amphibolite (R. CABY *et al.*, 1978). Il s'agit donc, globalement, de métamorphismes de très bas degré et de bas

degré avec basse, haute et très haute pression dans la terminologie de H.G.F. WINKLER (1979).

L'agencement actuel des différents faciès définit une zonéographie représentative d'un métamorphisme prograde d'Ouest en Est (J.-R. KIENAST et B. VELDE, 1970 ; W.G. ERNST, 1971 ; G.V. DAL PIAZ *et al.*, 1972 ; J. BOCQUET, 1974 ; M. FREY *et al.*, 1974). La laumontite et l'association prehnite-pumpellyite apparaissent dans la zone delphino-helvétique *s.l.* Elles sont relayées, aux abords des massifs cristallins externes et vers l'intérieur de la chaîne, par les paragenèses représentatives du faciès "schistes verts". Celles-ci se développent dans l'ensemble du domaine pennique et dans l'Austroalpin, à l'exception de la partie est de la zone Sesia-Lanzo et de la klippe de l'Emilius. Elles reprennent, à partir du Briançonnais interne, les paragenèses de haute pression largement développées en direction du bassin padan (fig. 27).

Les métamorphismes affectent indifféremment les socles, les couvertures et leurs matériaux sialiques ou simiques. Ainsi, les paragenèses éclogitiques ne sont pas cantonnées aux seuls complexes ophiolitiques, mais se rencontrent également dans des granitoïdes de la zone Sesia-Lanzo (R. COMPAGNONI et B. MATTEO, 1973).

Le gradient Ouest-Est est en partie artificiel, lié

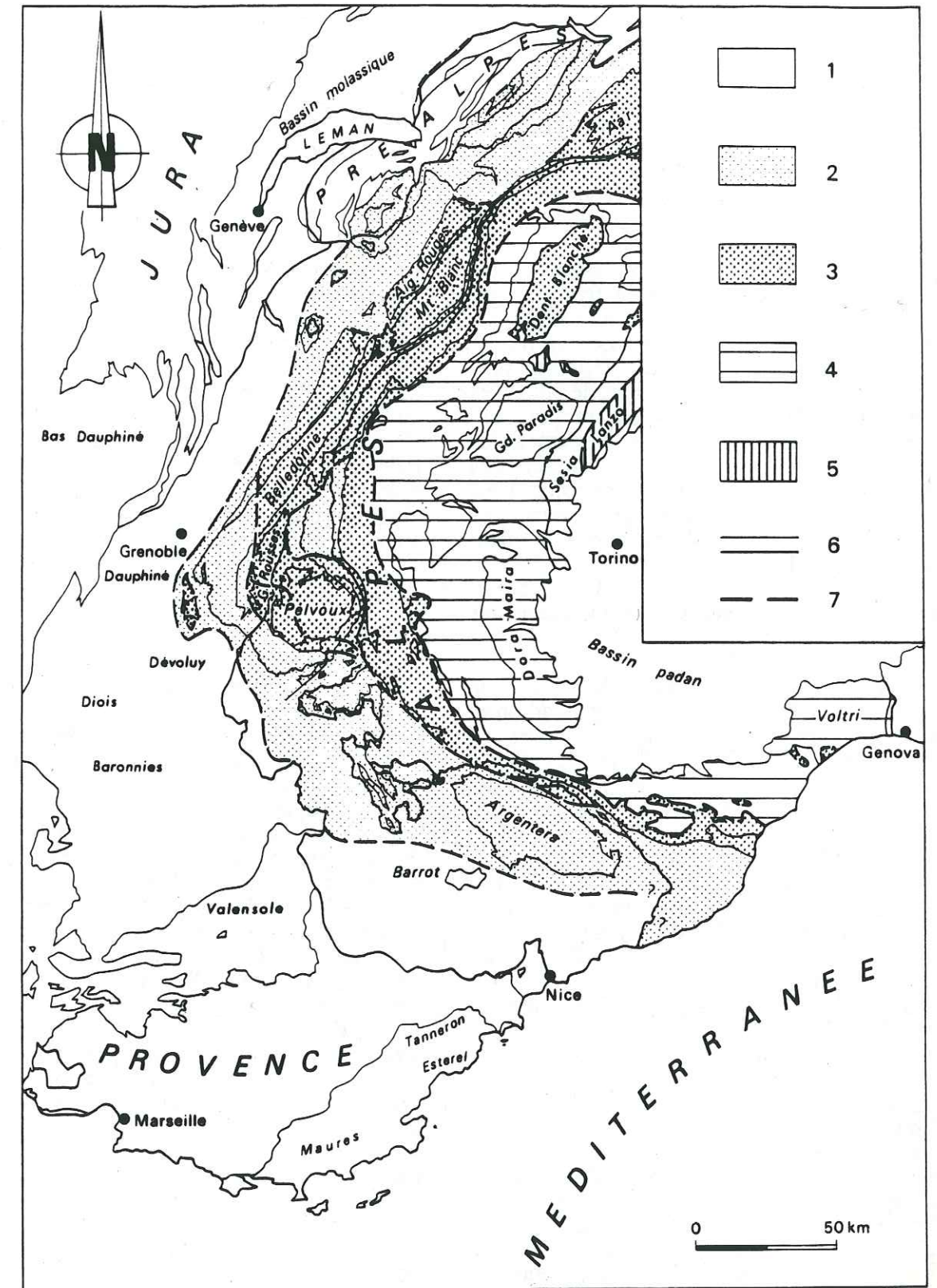


Fig. 27. - Carte de répartition des faciès métamorphiques alpins dans les Alpes occidentales.

1. Zone de la diagenèse ; 2. Groupe des faciès à laumontite et à prehnite-pumpellyite ; 3. Groupe des faciès "Schistes verts" ; 4. Groupe des faciès "Schistes verts" reprenant un faciès "Schistes bleus" glaucophanitique de haute pression ; 5. Faciès "Schistes bleus" glaucophanitique de haute pression à éclogites ; 6. Principales limites stratigraphiques et tectoniques ; 7. Limites des faciès métamorphiques alpins.

au polyphasage métamorphique et à la juxtaposition tectonique d'éléments de croûte d'origine fort diverse d'après les conceptions plaquistes actuelles concernant la genèse des Alpes. Il se double d'un gradient longitudinal bien marqué dans les différentes parties de l'orogène, qui correspond d'après R. CABY *et al.* (1978) à une augmentation de la température du Sud vers le Nord dans les Alpes occidentales.

La majorité des cartes zonéographiques actuelles opposent les faciès barrovien et de fort gradient "pression/température" dans leurs rapports avec les grandes unités structurales charriées. Les uns recourent nettement ces unités, les autres respectent plus ou moins leurs limites, ce qui permet de situer les deux épisodes métamorphiques par rapport aux principaux événements tangentiels. L'examen des contacts tectoniques majeurs et l'évolution des recherches, tant cartographiques que pétrologiques, tendent actuellement à modifier ce schéma. Les associations minérales de haute pression débordent largement la zone des Schistes lustrés vers l'Ouest, dans le Briançonnais de Vanoise, du Grand-Saint-Bernard et dans le Versoyen sur les documents les plus récents (R. CABY *et al.*, *op. cit.*).

Les minéraux du métamorphisme alpin fournissent, pour la plupart, des âges radiométriques étalés entre 40 et 100 millions d'années (D. KRUMMENACHER et J.-F. EVERNDEN, 1960 ; Y. VIALETTE et P. VIALON, 1964 ; P. BAGGIO *et al.*, 1967 ; J.-C. HUNZIKER, 1970 et 1974 ; J. BOCQUET *et al.*, 1974 ; M. FREY *et al.*, 1974 ; M. DELALOYE et J. DESMONS, 1976). Des valeurs de 13-16 millions d'années et de 100-180 millions d'années ont également été obtenues, les plus faibles sur les minéraux des cavités alpines du granite du Mont-Blanc (F. LEUTWEIN *et al.*, 1970), les plus fortes dans le Gondran (L. PUSZTASZERI, 1969) et le flysch des Gets (J. BERTRAND, 1970).

Les auteurs s'accordent actuellement à considérer trois groupes d'âges principaux : 65-100 millions d'années, 33-53 millions d'années et 15-30 millions d'années, mis en relation avec trois "phases" qualifiées d'éo-, de méso- et de tardi-alpine respectivement bien représentées dans les zones orientales des Alpes, dans les zones occidentales et, parmi ces dernières, dans les massifs cristallins externes. Les faciès de haute pression seraient d'âge Crétacé supérieur, le métamorphisme barrovien postérieur à l'Éocène.

Sur la base de ces résultats ont été élaborés, avec l'apparition du concept de plaques, plusieurs modèles évolutifs des Alpes. Les uns font intervenir des mécanismes de subduction de matériel océanique sous une plaque continentale (W.G. ERNST, 1971 ; G.V. DAL PIAZ *et al.*, 1972 ; J. MARTINI, 1972 ; J. BOCQUET, 1974 ;

etc.), les autres l'obduction de ces mêmes matériaux océaniques (M. MATTAUER et F. PROUST, 1976) avec, dans les deux cas d'espèces, début des phénomènes tectono-métamorphiques au Crétacé supérieur dans les zones les plus internes. Le domaine des grandes synthèses, royaume des extrapolations et des schématisations certes nécessaires, mais parfois abusives, ne sera pas abordé plus avant dans cette seconde partie. Comme le fait justement remarquer P. SALIOT (1978) dans l'introduction de son mémoire de thèse : "aucun modèle simple ne rend compte exactement du métamorphisme alpin". Il suffit de rappeler la présence de faciès de haute pression dans la zone du Grand-Saint-Bernard, où les associations minérales typomorphes peuvent difficilement dater du Crétacé supérieur : E. RAGUIN y a décrit en 1925 des Foraminifères du Crétacé supérieur-Paléocène englobés dans des amphiboles bleues de marbres chloriteux ; l'Éocène moyen daté est par ailleurs représenté dans la couverture autochtone de Vanoise (F. ELLENBERGER, 1958).

2.2 - AFFLEUREMENTS PALÉOGÈNES.

Les formations paléogènes étudiées appartiennent paléogéographiquement et structuralement à la zone delphino-helvétique *s.l.* et, plus accessoirement, au Subbriançonnais et au Briançonnais. Le type et le degré de déformation de leurs matériaux sont très variables : fracturation micrométrique à mégamétrique apparue en régime distensif ou compressif, plissement par flexion et glissement, accompagné ou non de phénomènes de solution-cristallisation, d'aplatissement et d'étirement combinés, générateur de plis pluri-décamétriques à pluri-hectométriques droits, déversés ou couchés vers les externides. La schistosité régionale, lorsqu'elle existe, est reprise et déformée par une, voire deux crénulations locales dans beaucoup de cas. Au niveau d'érosion actuel du bâti alpin, les matériaux tertiaires sont affectés par des processus strictement diagénétiques ou par un métamorphisme commençant associé à la déformation continue synschisteuse. Il s'agit du métamorphisme barrovien de la littérature, postérieur au dépôt des derniers sédiments marins de la zone delphino-helvétique représentés par les complexes détritiques terminaux des Alpes maritimes *s.l.*, du Champsaur, du Pays des Arves et de Haute-Savoie dont les âges s'étalent entre le Bartonien-Priabonien et l'Oligocène moyen.

2.2.1 - Zonéographie métamorphique.

L'établissement d'une zonéographie métamorphique dans le domaine externe des Alpes occidentales n'a été entrepris que récemment. Les causes en sont multiples, liées à la difficulté de l'étude et au peu d'intérêt que portaient, jusqu'à ces dernières

années, les pétrographes aux parties faiblement métamorphiques de l'orogène.

Les documents actuellement disponibles prennent en compte la répartition des zéolites (heulandite et laumontite), de la prehnite et de la pumpellyite, des associations minérales du faciès "schistes verts" d'une part, la nature des minéraux argileux et l'indice de cristallinité de l'illite d'autre part. Une approche du métamorphisme a également été tentée à partir de la substitution phengitique.

Il s'agit de cartes synthétiques, ou de travaux géographiquement limités à des secteurs précis de la chaîne, établis sur la base des minéraux index par J. MARTINI (1968, 1972), P. SALIOT (1973, 1978), H.J. ZWART *et al.* (1973), G.G. SAWATZKI (1975), R. CABY *et al.* (1978), ou en fonction de la cristallinité de l'illite par J. APRAHAMIAN (1974). Les feuilles d'Annecy (1980) et de Gap (1980) à 1 : 250.000ème reprennent ces résultats et individualisent la zone de la diagenèse, l'anchizone et l'épizone. L'unanimité est loin d'être réalisée sur ces différents documents, malgré leur peu d'étalement dans le temps, en raison de la difficulté qu'il y a de cerner la valeur d'un ou plusieurs minéraux index en tant qu'indicateurs du métamorphisme. Quelle est la première zéolite réellement métamorphique ? La heulandite ? La laumontite ? La heulandite est toujours considérée par de nombreux auteurs comme un pur produit de la diagenèse et seule la présence de laumontite marquerait le début du métamorphisme (H.G.F. WINKLER, 1979). D'autres auteurs situent la heulandite dans le faciès zéolite au même titre que la laumontite (A. MIYASHIRO, 1973 ; P. SALIOT *et al.*, 1980). À ces problèmes de limites s'ajoute celui de la définition exacte du domaine d'équilibre de ces minéraux.

L'absence de coordination entre les différentes méthodes employées constitue également un obstacle à l'analyse objective des faits, à leur compréhension. Le recouvrement n'est pas systématique entre l'extension géographique du faciès zéolite et l'anchizone déduite de l'indice de cristallinité de l'illite par exemple. Dans le Champsaur et le Pelvoux, où les études minéralogiques et diffractométriques sont assez avancées, d'importantes divergences subsistent au sujet de l'extension de l'épizone. Pas moins de trois hypothèses sont actuellement proposées (*cf. infra*, p. 62). Aucune étude approfondie des relations liant la déformation et la cristallo-genèse n'a pas ailleurs été effectuée. Il est vrai que l'importance des pressions orientées a toujours été sous-estimée au bénéfice de la température et de la pression lithostatique dans l'étude des équilibres minéraux, ceci en raison des difficultés d'appréhension des phénomènes polarisés en Géologie...

La figure 27 tient compte de ces divergences.

Elle s'appuie surtout sur la carte métamorphique de l'Europe et son annexe consacrée aux Alpes (E. NIGGLI *et al.*, 1973), ainsi que sur les travaux de J. APRAHAMIAN (1974).

L'état des connaissances est par ailleurs très irrégulier entre la Méditerranée et la Haute-Savoie. Dans les Alpes maritimes, la reconnaissance des effets du métamorphisme alpin au niveau du socle de l'Argentera et de la couverture sédimentaire reste à faire. Seul le tégument a été abordé par A.W.B. SIDDANS (1980). Cet auteur place les pélites permienes de la vallée de la Tinée dans l'anchizone, à partir de l'analyse diffractométrique des phyllosilicates. La limite de la diagenèse et de l'anchizone, tracée sur la figure 27, pour cette partie de l'arc alpin, correspond en fait au front de la schistosité régionale mesurée dans les matériaux incompetents (travaux en cours, en collaboration avec P. GUARDIA). À l'approche de cette limite, l'induration des bancs gréseux du complexe détritique terminal des "Grès d'Annot" devient forte. Mais il s'agit en tout état de cause d'une approximation.

2.2.2 - Conditions thermo-barométriques supposées.

Peu de travaux traitent directement des conditions de pression et de température dans lesquelles ont évolué les matériaux tertiaires du domaine externe alpin depuis leur dépôt. Aussi serait-il fait appel à des données complémentaires concernant des entités géologiques voisines : massifs cristallins externes et leur couverture triasico-jurassique pour l'essentiel.

Trois voies différentes permettent une approche quantitative du métamorphisme mésoalpin :

- **Les équilibres minéraux.** Les réactions par lesquelles se forment la laumontite, la prehnite et la pumpellyite, espèces qui apparaissent dans les grauwackes paléogènes du Champsaur occidental et de Haute-Savoie, fournissent des valeurs P/T minimales.

Si l'on suit H.G.F. WINKLER (1979), la laumontite se formerait à des températures de l'ordre de 175°C. L'auteur s'appuie sur des observations de D.S. COOMBS (1961) selon lesquelles l'apparition de ce minéral coïncide avec la réaction : analcime + quartz = albite + H₂O, et sur les données thermodynamiques relatives à cet équilibre, de A.S. CAMPBELL et W.S. FYFE (1965) et J.G. LIOU (1971). La réaction intervient à 190°C/12 bars, avec une chute rapide de la température d'équilibre au-dessus de 1 kilobar pour les premiers auteurs, entre 180-200°C et 2 à 5 kb pour le second. La synthèse de la laumontite réalisée par J.G. LIOU (1971), fournit des valeurs analogues. La limite inférieure de stabilité du minéral, définie d'après la relation : 1 stilbite ↔ 1 laumontite + 3 quartz + 3 H₂O, passe par les points 170°C/2kb et 185°C/5 kb. Les données concernant la limite supérieure varient, suivant la réaction de déshydratation

envisagée, de 210°C à 345°C pour des pressions de 1 à 6 kb, avec formation de lawsonite, de wairakite (J.G. LIOU, 1971) ou d'anorthite (A.B. THOMPSON, 1970). À noter que dans les Alpes, c'est l'association prehnite-pumpellyite qui succède à la laumontite.

En ce qui concerne la pumpellyite, les conditions de stabilité les plus communément admises sont les suivantes :

- limite inférieure : 260°C/5 kb - 250°C/7 kb (T. HINRICHSSEN et K. SCHÜRMANN, 1969) ;
- limite supérieure : 345°C/2,5 kb - 370°C/7 kb, avec une marge d'erreur de $\pm 20^\circ\text{C}$ (K.-H. NITSCH, 1971).

La disparition de prehnite en présence de chlorite et de quartz, avec formation de clinozoïsité, d'actinote et d'eau, se produirait d'après K.-H. NITSCH (*op. cit.*) vers 340°C \pm 20°C/1kb.

• Le pouvoir réflecteur de la matière organique particulaire. Les analyses réalisées sur le membre supérieur des Terres Noires subalpines (J. BARLIER, 1974) mettent en évidence, dans le quadrilatère Die-Nyons-Digne-Barcelonnette, deux groupements de températures de part et d'autre du chevauchement de Digne : 155-185°C à l'Ouest, 200-255°C à l'Est. Ces valeurs sont interprétées comme des paléotempératures maximales de culmination thermique.

• La microthermométrie des inclusions fluides. Cette méthode fournit des indications d'ordre géothermométrique qui correspondent aux températures minimales de capture des fluides piégés dans les inclusions minérales. Lorsque le rapport K/Na de la phase aqueuse est en équilibre avec les feldspaths alcalins, les pressions sont déduites de l'isochore du fluide.

Dans les massifs cristallins externes, du Pelvoux au

Mont-Blanc, les températures de formation estimées des cristaux de quartz des fentes alpines évoluent de 335 à 420°C, pour des pressions de 1,7 à 3,2 kb (B. POTY *et al.*, 1974). Elles augmentent dans l'Aar central et le Gothard, définissant d'après les auteurs un gradient progressif Sud \rightarrow Nord.

Dans la couverture sédimentaire, l'absence de feldspaths alcalins et de CO₂ au niveau des inclusions constitue un obstacle à l'évaluation des conditions P/T de cristallisation. Pour la région de Remollon, le synclinal du Bourg d'Oisans et la bordure occidentale de Belledonne, P. GRATIER *et al.* (1973) citent des températures d'homogénéisation moyennes échelonnées entre 130 et 280°C. L'interprétation de ces températures en termes géo-thermo-barométriques, qui nécessite un certain nombre d'hypothèses discutables (extrapolation des pressions à partir des rares valeurs obtenues sur le socle, évaluation du gradient géothermique), conduit aux valeurs suivantes : 300 à 350°C/2 à 2,5 kb pour Remollon, 235 à 360°C/2,35 à 2,5 kb au Bourg d'Oisans avec les conditions P/T les plus fortes pour les fentes à quartz développées suivant les surfaces de la schistosité régionale, 270 à 320°C/1,75 à 2,5 kb pour Belledonne-Ouest.

En combinant les températures d'homogénéisation des cristaux automorphes de quartz des septaria des Terres Noires subalpines et les données du pouvoir réflecteur des particules carbonées, J. BARLIER (1974) et J. BARLIER *et al.* (1974) obtiennent des températures moyennes de culmination thermique de 170°C et 250°C de part et d'autre d'une ligne Veynes-Digne. Les pressions de formation seraient faibles, de l'ordre de quelques centaines de bars dans un cas, de 700 bars dans l'autre.

Dans les Grès d'Annot du Lauzanier (revers NW de l'Argentera) et de Saint-André-d'Embrun, les conditions de cristallisation du quartz des fentes de tension seraient respectivement de l'ordre de 255°C/0,4 kb et 260°C/0,9 kb.

nombreuses parties de l'édifice alpin telles que le Champsaur oriental ou le Pays des Arves pour ne citer que des régions qui nous concernent directement. Des gradients de 35, 50 et 70°C/km sont fréquemment envisagés pour les socles du Mont-Blanc, du Pelvoux et leur couverture sédimentaire propre ou substituée. À cela s'ajoute l'existence d'un important recouvrement de nappes dans les affleurements dauphinois les plus internes, l'ensemble des phénomènes intervenant en régime de contrainte anisotrope.

Ces valeurs P/T, même minimalisées, sont loin d'être négligeables. Plusieurs questions doivent alors être posées :

• Quel est le comportement du quartz dans un tel environnement ? Il s'agit d'un minéral au champ de

stabilité très vaste, connu comme espèce authigène dans les roches sédimentaires et comme constituant des roches métamorphiques de tout degré.

• Existe-t-il une thermoluminescence proprement alpine, liée au quartz de néogène ? Si oui, quelles sont ses caractéristiques ?

• Quel est, enfin, le devenir de la thermoluminescence originelle des quartz détritiques qui, seule, peut être utilisée en paléogéographie ?

Autant d'indéterminations qu'il convient de lever avant de tenter une application paléogéographique de la méthode de TL aux formations détritiques des domaines métamorphiques.

Dans les formations détritiques paléogènes, le quartz "en grains" se présente indifféremment en plages monocristallines ou polycristallines. Le remaniement sédimentaire de matériaux métamorphiques constitue l'une des principales causes de la présence des éléments polycristallins. Mais l'examen microscopique permet, dans quelques cas, de conclure avec certitude à l'origine secondaire de la structure composée de certains grains de quartz. L'un des exemples les plus évidents concerne les quartz détritiques du conglomérat de base tertiaire du Pays des Arves qui affleure en rive droite de l'Arc, aux abords de Saint-Jean-de-Maurienne. Des dragées plurimillimétriques peuvent y être observées : elles sont déformées, partiellement ou entièrement recristallisées, entourées d'un fin liseré siliceux microcristallin réactionnel. Leur plan d'aplatissement correspond aux surfaces de la schistosité régionale, subparallèle, dans cette région, aux surfaces stratigraphiques.

Le quartz monocristallin montre souvent une extinction onduleuse très marquée, une extinction "en dentelles" ou de très nombreuses cassures rectilignes. Là encore, ces figures sont parfois héritées, mais doivent dans beaucoup de cas être rapportées à la cataclase alpine.

Le nourrissage secondaire des grains de quartz est, dans l'ensemble, peu fréquent, toujours réduit. On ne l'observe que localement, aux épontes des filonnets à quartz dominant qui parcourent la roche. Par contre, il n'est pas rare qu'apparaisse, au sein d'une matrice phylliteuse abondante, des agrégats microcristallins de néogène. La thermoluminescence de ces cristallisations sera abordée en premier lieu, afin de dégager son importance face à la TL héritée des quartz détritiques.

3.2 - UN MARQUEUR DU DOMAINE ALPIN MÉTAMORPHIQUE : LA THERMOLUMINESCENCE DES FILONS DE QUARTZ STÉRILES.

L'édifice structural des Alpes occidentales est

parcouru par de nombreux filons de quartz stériles et minéralisés liés à des épisodes de cristallisation d'âge différent, hercynien ou alpin. Le remplissage des filons alpins est fort varié avec, aux côtés du quartz, des minéraux usuels tels que la calcite, la chlorite, l'épidote, l'albite, mais aussi des espèces typiques des métamorphismes barroviens et de fort gradient "pression/température" : la prehnite et la pumpellyite dans le Champsaur et en Haute-Savoie, la lawsonite dans le Guil, la jadéite dans le Queyras, la glaucophane en Vanoise. Certains de ces filons sont encaissés dans les sédiments détritiques paléogènes delphino-helvétiques, subbriançonnais et briançonnais, ce qui atteste l'âge post-priabonien de leur formation, du moins dans le domaine externe. L'indétermination demeure en ce qui concerne leur lien avec un ou plusieurs épisodes métamorphiques méso- ou tardi-alpins.

Le quartz filonien de néogène, seul ou associé à d'autres espèces minérales, a cristallisé et évolué dans des conditions P-T qu'a également subies son encaissant, avec lequel il devait être en équilibre lors de sa formation. Son analyse permet une approche satisfaisante de la thermoluminescence alpine, à partir de laquelle il est possible d'évaluer l'incidence des phénomènes thermiques et dynamiques tertiaires sur le quartz "en grains" des formations étudiées.

3.2.1 - Thermoluminescence des filons stériles des complexes détritiques paléogènes du domaine externe. Caractères généraux.

3.2.1.1 - Répartition géographique des filons analysés.

Les filons à quartz dominant, pris comme indicateurs de la TL post-priabonienne, apparaissent systématiquement dans les affleurements paléogènes schistosés de la zone delphino-helvétique, à l'approche du front des nappes. Du Sud au Nord, on les rencontre dans le bassin supérieur de l'Argentera et de la Roya, au revers interne du massif de l'Argentera, en Haute-Tinée et dans la haute vallée du Var, ainsi que dans les lambeaux épars de la demi-fenêtre d'Embrun pour ce qui est des Alpes maritimes *s.l.*, dans le Champsaur oriental et accessoirement dans le Champsaur occidental, dans tout le Pays des Arves, enfin entre l'Arve et le Giffre en Haute-Savoie. Ils se développent largement en direction du domaine pennique. Leur relation avec le métamorphisme barrovien paraît évidente à l'échelle des Alpes occidentales (*cf.* fig. 27).

3.2.1.2 - Aspects macroscopiques et microscopiques des cristallisations.

Sur le terrain, les cristallisations sont étroitement associées aux joints de stratification ainsi qu'aux

surfaces tectoniques engendrées par la déformation discontinue et continue, qui ont guidé leur mise en place. Le quartz se présente sous les aspects suivants :

- en amas blancs, massifs, exsudés suivant les surfaces de la schistosité régionale et dans des fentes de tension rectilignes ou sigmoïdes qui matérialisent des joints de cisaillement potentiels conjugués ; le remplissage des fentes est total dans la plupart des cas. Les amas les plus importants renferment en leur sein de rares géodes.

- en fibres et en placages striés d'épaisseur millimétrique à centimétrique, développés dans les interbanes et dans des filonnets sécants sur les surfaces stratigraphiques et sur les surfaces de schistosité. Le quartz fibreux se dispose à plat ou perpendiculairement aux épontes suivant le degré d'ouverture des joints et le jeu des compartiments qu'il délimite. Sa croissance peut être oblique ou sigmoïde, soulignant alors le caractère syncinématique de la cristallisation. Le remplissage est toujours partiel.

- en prismes pyramidés géodiques blancs ou limpides, de taille réduite, tapissant des fentes ouvertes de direction variée. Les prismes sont jointifs, parallèles, mimant des amas massifs à leur base, ou libres sans orientation privilégiée.

Les différents types de filons se recoupent fréquemment les uns les autres, permettant l'établissement d'une chronologie relative à l'échelle de l'affleurement. Lorsque les phénomènes de recristallisation sont importants, le réseau filonien s'anastomose et devient totalement anarchique.

Le quartz a évolué sous contrainte après sa cristallisation : son extinction n'est qu'exceptionnellement franche, les plans de cassure microscopiques sont nombreux, l'agencement des plages polycristallines en mosaïque ou en lanière fréquent.

Les espèces minérales associées au quartz sont par ordre d'importance décroissante : la calcite, la chlorite et l'albite. Leur disposition relative au sein des filons n'est pas systématiquement identique. La succession la plus fréquente, à partir des épontes, est la suivante : albite-quartz-calcite-chlorite.

L'albite, lorsqu'elle est présente, apparaît en petits cristaux limpides, parfois maclés, à la base des principales masses siliceuses, au contact direct de l'encaissant. La calcite coexiste avec le quartz, mais se développe plus abondamment vers le cœur du filon, accompagnée ou non de chlorite. Dans le cas de systèmes filoniens composites, le remplissage est d'autant plus riche en calcite que le filon est plus tardif, ce qui confirme la cristallisation globalement postérieure de ce minéral

par rapport au quartz. La chlorite n'est pas systématiquement représentée. À l'échelle des Alpes occidentales, et pour ce qui est du Paléogène externe, ses deux plus fortes occurrences se situent dans un secteur couvrant le vallon du Fournel et la combe de Narreyroux (Champsaur oriental) et dans le Goléon (Pays des Arves). Remarquons que ces affleurements occupent la bordure interne du massif du Pelvoux.

La laumontite, la prehnite et la pumpellyite ne participent au remplissage des filons que dans un contexte particulier, lorsque l'encaissant s'enrichit en matériel volcanique andésitique, spilitique ou diabasique et prend l'aspect de véritables grauweekes. C'est le cas des "grès mouchetés" qui affleurent sur le revers sud du Pelvoux, au col du Viallet, où la prehnite cristallise avec le quartz, la calcite et l'épidote. C'est également le cas des grauweekes de Haute-Savoie des montagnes entre Arve et Giffre, où la laumontite, la prehnite et la pumpellyite accompagnent, dans les filons, le quartz, la calcite et plus rarement l'épidote.

Le caractère très subordonné des cristallisations siliceuses face aux zéolites, à la prehnite et à la calcite, a limité le nombre des analyses TL dans ces régions.

Tous les filons analysés sont stériles. Les rares substances métalliques qu'ils renferment sont des oxydes de fer en enduits et en imprégnations, ainsi que des mouchetures de pyrite.

3.2.1.3 - Thermoluminescence du quartz.

Elle est remarquablement homogène entre la Méditerranée et le Léman. Cette homogénéité est dictée par la faible intensité des émissions, le nombre et la position des pics de TLN, qui constituent autant de caractères communs au quartz de néogène, quel que soit l'aspect des cristallisations et le type de joint, de fente de tension analysé. Des variations limitées sont enregistrées en TLA.

Les pics apparents sont toujours au nombre de deux en analyse naturelle, avec des positions stables : 270 et 365°C ($\pm 5^\circ\text{C}$). En analyse artificielle apparaissent soit cinq, soit six pics. Les courbes à cinq pics concernent les cristallisations encaissées dans les Grès d'Annot, les Grès du Champsaur oriental et le Flysch des Aiguilles d'Arves. Les températures respectives des maximums sont les suivantes : 90, 125, 195, 290 et 370°C. Les courbes à six pics (90, 125, 165, 180, 270 et 370°C) caractérisent les rares fentes à quartz du Champsaur occidental et de Haute-Savoie (fig. 28).

Dans le domaine des basses températures, les différences ne sont pas nettement tranchées : le pic situé à 195°C peut être interprété comme l'équivalent des deux émissions centrées à 165 et

185°C alors coalescentes. Le décalage systématique de 20°C enregistré au niveau de l'avant-dernier pic est, lui, plus probant.

On remarquera que ces variations, légères, interviennent entre des filons encaissés, les uns, dans des matériaux détritiques à dominante quartzofeldspathique et micacée agencés suivant une succession d'alternances rythmiques de type "flysch", les autres, dans des grauweekes montrant tous les caractères sédimentologiques des formations de type "molasse". Le degré de déformation diffère également d'un cas à l'autre.

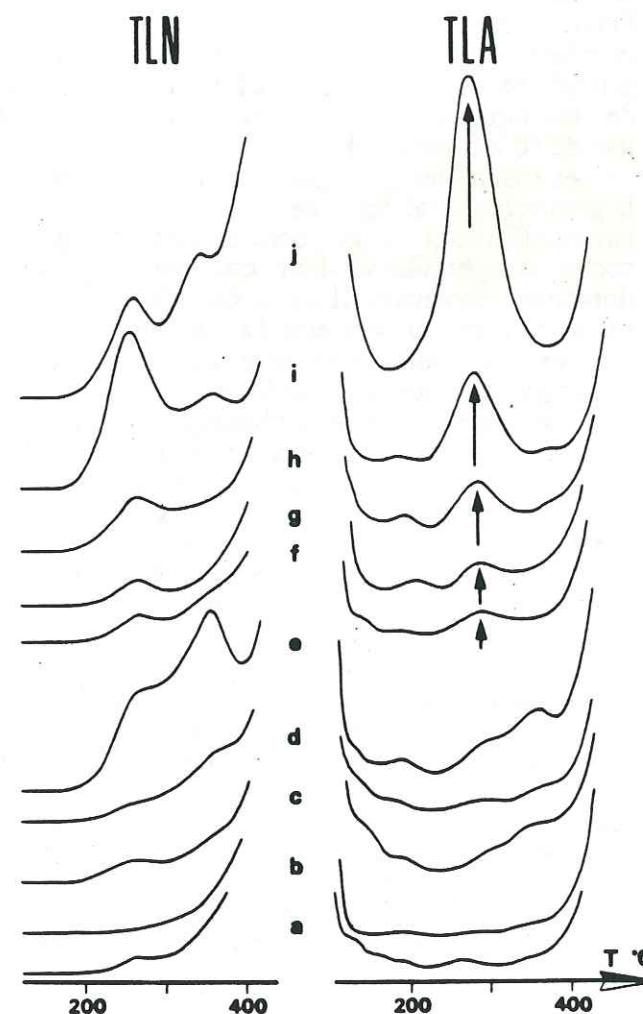


Fig. 28. - Thermoluminescence naturelle et artificielle du quartz des filons stériles du Paléogène externe des Alpes occidentales. Encaissant : Grès d'Annot (d) ; Grès du Champsaur oriental (b, c, f, g, i, j) ; Flysch des Aiguilles d'Arves (e, h), Grauweekes de Taveyenne (a).

Les intensités globales de TLN (I_n) et de TLA (I_a) évoluent entre 0 et 10 u.a. (unités arbitraires), à

quelques exceptions près. Leur variabilité est donc très faible (cf. annexes, tableaux n° 1, 2, 3).

L'emploi d'un diagramme bidimensionnel (I_n , I_a) permet de rendre compte de l'évolution de ces deux paramètres (J.-P. IVALDI, 1979). Les points représentatifs des filons du Paléogène y apparaissent très groupés : leur aire de variabilité est parfaitement délimitée, nettement décalée vers les faibles intensités de thermoluminescence (fig. 29). On n'observe, en première analyse, aucune ségrégation nette de filons qui soit liée à la nature ou à la position structurale de leur encaissant respectif.

Les valeurs moyennes de I_n et de I_a ne paraissent cependant pas distribuées au hasard : elles augmentent progressivement vers le Nord, jusqu'à la latitude de la Savoie : 3,8 et 3,4 u.a. dans les Grès d'Annot, 4,2 et 5,3 u.a. dans les Grès du Champsaur, 6,8 et 5,8 u.a. dans le Flysch des Aiguilles d'Arves. De même, les trois valeurs anormalement fortes de ces paramètres ($I > 30$ u.a.) concernent toutes des fentes à quartz du Pays des Arves.

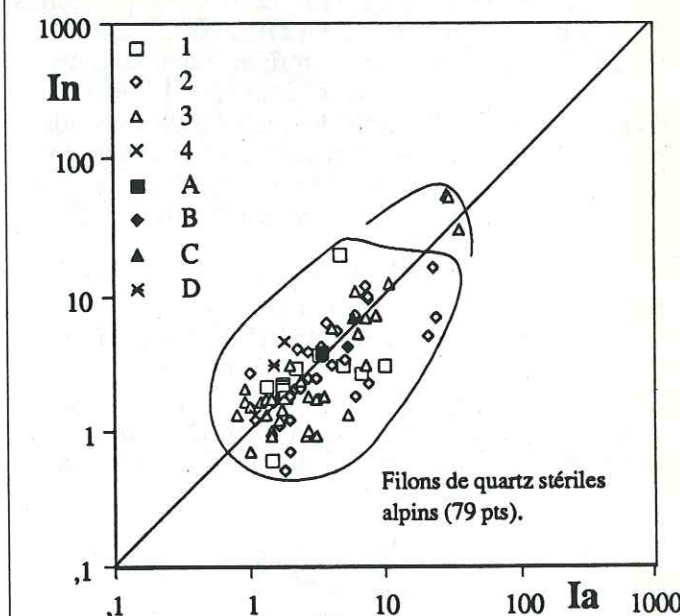


Fig. 29. - Diagramme (I_n , I_a) des filons de quartz stériles du Paléogène externe des Alpes occidentales.

Encaissant : 1. Grès d'Annot s.l. ; 2. Grès et grauweekes du Champsaur ; 3. Flysch des Aiguilles d'Arves ; 4. Grauweekes de Taveyenne. A, B, C, D : points moyens des populations filoniennes des Alpes maritimes s.l., du Champsaur, du Pays des Arves et de Haute-Savoie.

Il peut être tentant d'effectuer un rapprochement entre cette tendance évolutive et l'existence d'un

éventuel gradient métamorphique longitudinal tel que celui décrit par R. CABY *et al.* (1978) entre le massif du Pelvoux et le Mont-Blanc, gradient attribué par ces auteurs à une augmentation de la température du Sud vers le Nord dans l'orogène des Alpes occidentales. Cependant, l'influence du gradient métamorphique transversal Ouest → Est ne doit pas être négligée, en raison de la position de plus en plus interne des formations paléogènes entre la Méditerranée et la Savoie.

En Haute-Savoie, les valeurs moyennes de I_n et de I_a sont plus faibles que partout ailleurs : 3,0 et 1,5 u.a., ce qui s'accorderait également avec l'état de la déformation et le degré de transformation des Grauwackes de Taveyannaz qui, comparativement aux autres formations paléogènes, paraissent avoir évolué dans un contexte tectono-métamorphique moins sévère, sinon distinct : celui de la nappe de Morcles. Mais la nature différente de l'encaissant et le nombre restreint de mesures dû au faible développement des fentes à quartz ne permettent pas de conclure avec certitude dans ce cas.

Les variations de I_n et de I_a sont directement commandées par les différences d'amplitude du pic de basse température de TLN (270°C) et par celles de son homologue de TLA (270/290°C). La croissance de ces pics peut entraîner un changement notable de la forme des courbes. L'individualisation de types distincts de quartz n'est cependant pas possible, tous les intermédiaires existant entre les formes extrêmes de courbes. Le passage progressif d'une forme à l'autre est particulièrement net en TLA (fig. 28).

L'émission de TLN n'est pas systématiquement plus intense ou moins intense que l'émission de TLA. Cette absence d'homogénéité dans le rapport des deux paramètres se traduit par une répartition des points de projection autour de la droite 1:1 qui constitue approximativement l'axe de symétrie de l'aire de variabilité des filons du Paléogène alpin dans le diagramme (I_n , I_a).

Une analyse comparée de ces cristallisations et des veines, filons et lentilles de quartz stériles de zones épimétamorphiques hercyniennes aussi diverses que celles des Maures, de la Montagne Noire, des Cévennes, du Rouergue ou du Limousin, révèle toujours de très grandes différences, tant dans la forme générale des courbes qu'au niveau de l'intensité totale de l'émission lumineuse nettement plus forte dans ces derniers cas (J.-P. IVALDI et R. MAZERAN, 1976). Citons, à titre d'exemple, les valeurs moyennes relatives aux quartz d'exsudation épizonaux de la Montagne Noire qui s'élèvent à 18,1 u.a. pour I_n et 9,9 u.a. pour I_a (R. MAZERAN, 1982).

Les caractères TL du quartz des filons stériles du Paléogène alpin externe, au premier rang desquels il convient de placer la forme générale des courbes et la

faiblesse des émissions de thermoluminescence naturelle et artificielle, apparaissent donc spécifiques des domaines anchi- et épimétamorphique mésoalpines.

3.2.2 - Spécificité et évolution de la TL alpine dans son cadre régional : exemple du Pelvoux et de ses abords entre l'Embrunais et la Maurienne. Essai d'interprétation.

3.2.2.1 - Contexte stratigraphique et structural.

Les régions concernées par cette étude de détail se situent au Sud, à l'Est et au Nord du massif du Pelvoux, dans la partie subméridienne des Alpes occidentales. Elles occupent, à ce titre, une position privilégiée, à l'articulation des branches sud et nord de l'arc alpin. Elles s'inscrivent dans un quadrilatère de 60 km sur 100 km environ.

Les ensembles géologiques analysés concernent la grande majorité des zones paléogéographiques et structurales des Alpes occidentales, depuis les socles dauphinois et leur couverture, jusqu'au domaine piémontais. Il s'agit en effet de l'un des rares secteurs qui permette d'avoir, sur une même transversale et sur une distance aussi restreinte, une vision globale, ramassée, de la chaîne.

C'est également dans cette partie des Alpes que l'on rencontre les formations détritiques paléogènes externes les plus déformées, les fentes à quartz les plus nombreuses, les plus variées et les plus développées. Au total donc, nombreux sont les caractères qui justifient le choix du Pelvoux et de ses abords comme secteur d'étude type des cristallisations mésoalpines.

Le massif des Écrins-Pelvoux et sa zone corticale de type Chaillol, les Grandes Rousses, les rameaux externe et interne de Belledonne forment l'ossature du domaine dauphinois de cette partie des Alpes occidentales (cf. fig. 30). Ces socles sont, pour l'essentiel, constitués de formations mésozonales et catazonales hercyniennes et anté-hercyniennes, de granites syncinématiques et postcinématiques (C. BORDET, 1961 ; A. BARBIERI, C. GILLOT-BARBIERI, J.-C. LACOMBE et A. PECHER, 1970 ; P. LE FORT, 1973, F. CARME, 1970 et 1978).

Des affleurements d'extension très inégale de Carbonifère volcanique dacitique, rhyolitique, trachytique (col de la Croix de Fer), ou détritique (Lac Guichard, Le Freney d'Oisans, Venosc), de Permien (Les Rouchoux), jalonnent des accidents de socle majeurs et complètent le soubassement primaire de la zone externe.

Le Cristallin apparaît encore en boutonnières dans le Champsaur oriental (Dourmillouse, Fournel), et sous la forme de deux massifs géographiquement restreints, écaillés au-dessus des marnes schisteuses liasiques dauphinoises et ultra-dauphinoises vers l'extérieur de la chaîne : il s'agit du Combeynot au Sud et du Rocheray au Nord.

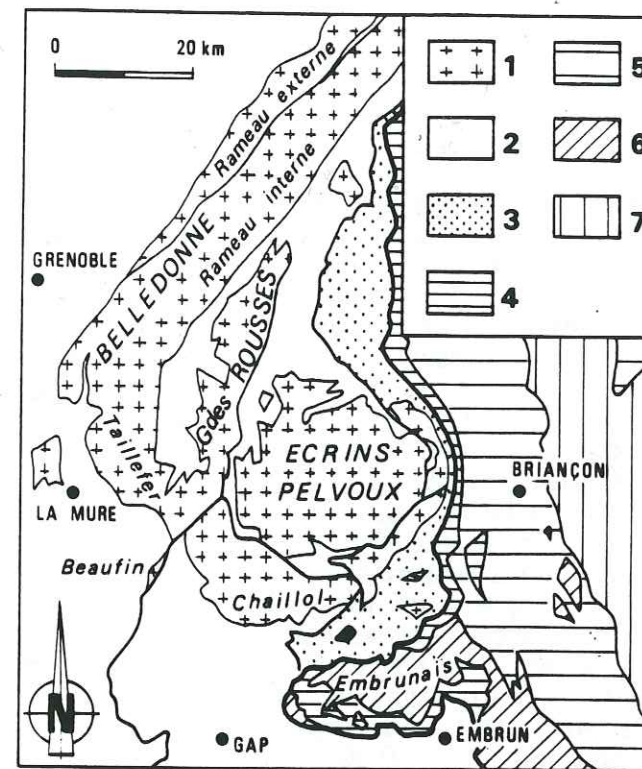


Fig. 30 - Le massif des Écrins-Pelvoux et ses abords. Cadre structural.

1. Massifs cristallins externes ; 2. Mésozoïque et Cénozoïque dauphinois ; 3. Zone ultra-dauphinoise ; 4. Zone subbriançonnaise ; 5. Zone briançonnaise ; 6. Flyschs à Helminthoïdes ; 7. Zone piémontaise.

La couverture dauphinoise *s.l.* débute par un Trias gréseux réduit, lacunaire, se poursuit par un ensemble sédimentaire marin dont les traits principaux sont : l'existence d'un Lias épais, moulant les principaux noyaux cristallins, parfois conservé en leur sein (cf. le synclinal de l'Aiguille de Morges), un Jurassique calcaréo-marneux bien développé, présent dans l'Embrunais et au revers sud du Pelvoux, largement érodé à l'Est et au Nord. Le Crétacé est pratiquement absent de la zone étudiée ; il n'est représenté que dans les écaillés parautochtones, parfois qualifiées d'ultra-dauphinoises, de Soleil Boeuf.

Le caractère très incomplet de l'écrathème mésozoïque est dû à l'existence, au Sud comme au Nord du Pelvoux, d'une importante érosion anté-paléogène qui succède aux manifestations tectorogéniques de la limite Secondaire-Tertiaire. Celles-ci sont qualifiées suivant les auteurs de laramiennes *s.l.* ou encore d'arvinches. Le Paléogène marin est de ce fait largement discordant sur des termes variés de la couverture mésozoïque allant de l'Oxfordien au Trias inférieur. Il est également transgressif sur les bordures méridionale et orientale du massif des Écrins-Pelvoux, ce qui constitue une exception à l'échelle des Alpes occidentales, nulle part ailleurs le Paléogène ne reposant directement, sans l'intermédiaire d'un contact mécanique, sur des complexes métamorphiques et éruptifs externes.

Cet ensemble dauphinois apparaît largement décollé, affecté par une importante série d'écaillages à vergence ouest à nord-ouest.

Au Nord du Pelvoux, dans le Pays des Arves, la multiplicité des écaillés, décollées au niveau des gypses du Keuper, la présence de faciès carbonatés à entroques dans le Lias moyen et le grand développement du conglomérat de base paléogène, conduisent à individualiser, au sein du domaine externe, une zone qualifiée d'ultra-dauphinoise. Le prolongement de cette zone au Sud du Pelvoux a posé et pose encore de nombreux problèmes. La tendance actuelle (cf. feuille Gap, 1:250.000ème) est de considérer les parties les plus internes du Gapençais et de l'Embrunais comme décollées, écaillées parallèlement au chevauchement pennique frontal. Nous verrons, dans la troisième partie de ce travail, que les données de la thermoluminescence sont en bon accord avec cette interprétation.

Le Subbriançonnais est constitué, au Sud et à l'Est du Pelvoux, par un ensemble d'unités de couverture de faible dimension, désolidarisées de leur substratum au niveau des marnes, des dolomies et des gypses triasiques. Ces unités ont nom : Piolit, Terres Blanches, Vallouise (J. DEBELMAS, 1955 ; C. KERCKHOVE, 1969). Au Nord, les affleurements sont plus continus et forment les écaillés du Galibier, puis, dans la Maurienne, la nappe du Pas du Roc et ses unités de La Grande Moënda et du Perron-des-Encombres (R. BARBIER, 1948).

Le Paléozoïque est représenté par quelques rares affleurements de schistes micacés rapportés au Permien. Des calcaires, des calcschistes et des schistes du Lias, du Jurassique et du Crétacé, surmontés ou non par un ensemble flyschöide de pélites noires et de microbancs de grès ("flysch noir" des auteurs), d'âge éocène, constituent l'essentiel de ces unités.

Le style structural de la zone subbriançonnaise est largement diversifié : plis serrés, déversés ou couchés vers l'Ouest, succession d'écaillés en liaison directe avec la position des affleurements par rapport au noyau pelvouxien et avec la lithologie des formations sédimentaires. Plus encore que dans le reste de la chaîne, la grande variabilité des faciès du Subbriançonnais est de règle.

Le Briançonnais présente ses deux grands ensembles classiques, généralement disjoints au niveau des évaporites du Werfénien supérieur ou du Carnien : la zone houillère avec ses dépôts continentaux de type paralique du Namurien-Autunien et ses manifestations volcaniques associées (J. FABRE, 1958 ; R. FEYS, 1963 ; C. GREBER, 1965), puis un empilement de nappes à matériel mésozoïque et cénozoïque caractérisé par des groupes lithostratigraphiques réduits et de nombreuses lacunes (M. GIGNOUX et L. MORET, 1938 ; J. DEBELMAS, 1955 ; M. BOURBON, 1980). Des arkoses et des conglomérats fluviaux et côtiers d'âge permo-triasique (Néopermien et Verrucano de la littérature) participent suivant les secteurs des deux ensembles, le décollement entre le soubassement briançonnais et sa couverture pouvant également intervenir au toit du Carbonifère. La fenêtre du Guil et son anticlinal de nappes auquel nous nous intéresserons, montre ce type de clivage.

Les schistes, les grès et les sills microdioritiques de

l'ensemble inférieur affleurent surtout dans la moitié nord de la région étudiée. Au Sud, dominant les nappes carbonatées triasico-jurassiques de l'ensemble supérieur, incluant ou non des calcaires planctoniques du Crétacé supérieur-Paléocène, ainsi qu'une formation rythmique composée d'argilites, de calcaires gréseux, de grès et de microbrèches. Ce "flysch noir" lutétien clôt la sédimentation dans le domaine Briançonnais.

Les différentes unités tectoniques dessinent à l'échelle régionale une structure en éventail, à double déversement, vers l'Ouest sur son bord externe, vers l'Est sur son bord interne (W. KILLIAN, 1903 ; J. GOGUEL, 1943 et 1950).

Les Schistes lustrés et les ophiolites associées limitent vers l'Est le domaine d'étude des exsudats alpins. Leur apparente monotonie, due à l'existence d'un métamorphisme polyphasé, contraste avec la réelle diversité des formations et la complexité de leur agencement.

On distingue actuellement, au sein de l'ensemble piémontais, des matériaux aussi différents que des dolomies, des schistes charbonneux et des calcaires d'âge triasique, des brèches et des microbrèches du Lias supérieur-Dogger, des radiolarites, des schistes, des micaschistes, des brèches et des calcaires attribués au Dogger-Malm-Néocomien, des pélites, des grès, des microbrèches et des calcschistes crétacés, auxquels s'ajoute un imposant cortège de "roches vertes" : péridotites, gabbros et diabases !

Ces différents termes sont regroupés en "séries" piémontaises externes et internes : les premières à soubassement triasique et à rares niveaux de roches volcaniques basiques, les secondes franchement ophiolitifères.

Pas moins de six types d'unités lithologiquement distincts sont actuellement dénombrés dans les Alpes cottiennes septentrionales (M. LEMOINE, 1971 ; J.-M. CARON, 1977), entre la vallée du Guil et le Fréjus, secteurs dans lesquels ont été effectués les prélèvements.

Le contact entre les Schistes lustrés et le Briançonnais s'effectue par l'intermédiaire d'une importante bande de gypses et de cargneules parfois considérée comme une nappe à part entière.

Des nappes de flyschs néocrétacés "exotiques" (M. LATREILLE, 1961 ; C. KERCKHOVE, 1969), déplacées en masse sur un complexe de base schisteux ou pélito-quartzitique depuis leur zone de sédimentation qualifiée d'ultra-pennique ou de liguro-piémontaise, coiffent l'édifice structural dauphinois, subbriançonnais et briançonnais sur la transversale de l'Embrunais.

Il s'agit d'épais dépôts turbiditiques gréseux et conglomératiques, carbonatés et argilo-carbonatés à faune sénonienne attestée, pouvant monter dans le Paléocène. Ils constituent les nappes de l'Autapie et du Parpaillon de l'Embrunais-Ubaye.

La structure d'ensemble du Pelvoux et de ses abords résulte de tectogenèses polycycliques anté-hercyniennes (calédoniennes ?), hercyniennes et alpines. En se limitant aux seuls événements post-triasiques, ce sont plusieurs générations d'écaillages, de charriages et de plissements distincts dans le temps, synschisteux dans les parties les plus déformées de la chaîne, qu'il convient d'envisager. Des arguments d'ordre pétrographique et radiométrique permettent d'avancer

l'existence de trois pulsations majeures dans l'édifice alpin depuis le Crétacé (cf. p. 50). Des travaux récents (P. TRICART, 1980), font intervenir quatre phases de déformation d'extension inégale, précédées de charriages précoces sur la transversale de l'Embrunais : au Crétacé supérieur, au Paléocène-Éocène, à l'Oligocène et au Miocène. Les vergences envisagées sont successivement ouest, puis est, afin d'expliquer l'agencement en éventail des entités structurales.

Les filons de quartz prélevés dans les zones décrites ci-dessus constituent l'une des manifestations annexes de ces "phases" de déformation-cristallisation. Leurs directions privilégiées sont comprises entre N40°W et N40°E avec des pendages est dans la zone externe, ouest dans les Schistes lustrés pour les exsudats intraschisteux. Les filons sécants sur les surfaces stratigraphiques (S0) ou sur les surfaces de la schistosité régionale (S1) admettent comme principales orientations, par ordre d'importance décroissante : N160-180°E et N115-120°E, N70-80°E, N130-140°E, N20-40°E et N0-10°E. Il s'agit, pour la plupart, de fentes subverticales ou fortement pentées. Seules les directions à N20-40°E s'accompagnent, dans quelques cas, de pendages inférieurs à 40°.

3.2.2.2 - Spécificité régionale de la TL alpine.

Deux des principaux caractères TL des filons de quartz stériles du Paléogène s'observent également dans d'autres parties de l'édifice alpin : il s'agit des valeurs faibles à très faibles que présentent systématiquement les intensités globales de TLN et de TLA. La stabilité de ces caractères peut être opposée, à l'échelle régionale, à la plus grande variabilité des paramètres qui rendent compte de la position en température des pics de thermo-luminescence.

a. Paramètres liés à l'intensité globale des émissions lumineuses.

Entre l'Embrunais et la Maurienne, une partie des fentes à quartz du Pelvoux, des Grandes Rousses, de Belledonne et de leur tégument permo-carbonifère, des filons de la zone houillère briançonnaise, ainsi que la totalité des cristallisations siliceuses stériles qui affectent les formations mésozoïques et cénozoïques externes et penniques, présentent des émissions de TLN et de TLA dont les intensités globales sont inférieures à 10 u.a. Pour ces filons, les valeurs moyennes de I_n et de I_a s'élèvent respectivement à 4,1 et 6,6 u.a. dans les trois massifs cristallins externes concernés, à 3,3 et 6,9 u.a. dans le Mésozoïque dauphinois et ultra-dauphinois, à 6,8 et 5,7 u.a. dans le Briançonnais, à 4,1 et 3,5 u.a. dans les Schistes lustrés, à 3,4 et 4,9 u.a. dans les flyschs à Helminthoïdes (cf. tableau n° 7). Ces chiffres sont comparables à ceux du Paléogène. Dans le diagramme (I_n , I_a), leurs

points représentatifs s'inscrivent tous, sans exception, dans l'aire de variabilité des filons encaissés dans les Grès du Champsaur et le Flysch des Aiguilles d'Arves (fig. 31). Les chiffres les plus élevés concernent le Briançonnais, zone dans laquelle I_n et I_a atteignent, au dixième d'unité près, les mêmes valeurs que dans le Pays des Arves.

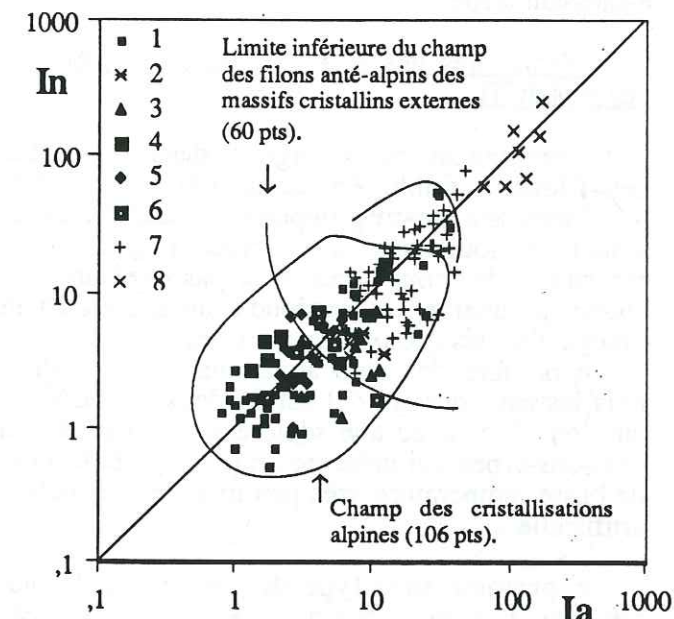


Fig. 31. - Diagramme (I_n , I_a) des filons de quartz stériles et minéralisés des abords du Pelvoux entre l'Embrunais et la Maurienne.

L'aire de variabilité des cristallisations mésoalpines (symboles n° 1 à 6) est nettement décalée vers les faibles intensités de TL par rapport aux exsudats, filons stériles (n° 7) et minéralisés (n° 8) anté-paléogènes des massifs cristallins externes des Écrins-Pelvoux, de Belledonne, des Grandes Rousses et de leur tégument permo-carbonifère. Encaissant des filons stériles alpins : 1. Paléogène du Champsaur et du Pays des Arves ; 2. Massifs cristallins externes des Écrins-Pelvoux, de Belledonne et des Grandes Rousses ; 3. Mésozoïque de la zone dauphinoise s.l. ; 4. Domaine briançonnais ; 5. Schistes lustrés ; 6. Flyschs à Helminthoïdes.

Dans les socles externes et les formations anté-triasiques briançonnaises, d'autres types de courbes coexistent avec le type qui caractérise les filons du Paléogène. Leurs intensités globales de TLN et de TLA, de même que le nombre, la position et l'intensité relative des pics, diffèrent fortement dans les deux cas (fig. 32 et 33). L'exemple des seules intensités globales de TL, paramètres aisément quantifiables, est particulièrement significatif : I_n et I_a évoluent en moyenne entre 10 et 100 u.a. en ce qui concerne les exsudats

des complexes cristallophylliens dauphinois et les filons satellites stériles de leurs granites intrusifs hercyniens. Elles dépassent fréquemment 100 u.a. pour le quartz des gangues des filons minéralisés encaissés dans ces socles et/ou leurs formations tégumentaires (cf. tableaux n° 8, 9, 10).

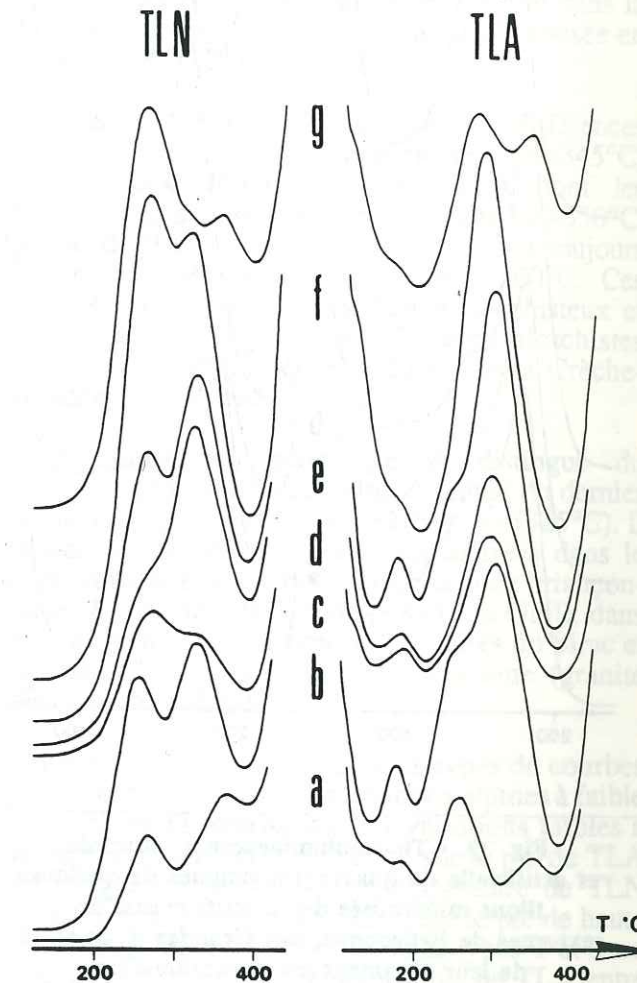


Fig. 32. - Thermoluminescence naturelle et artificielle de quelques exsudats et filons stériles anté-alpins des massifs des Écrins-Pelvoux, de Belledonne et de leurs annexes du Beaufin et de la Mure.

Encaissant : a. Orthogneiss de Crupillouse ; b. Schistes chloriteux de la zone corticale de Chaillol ; c. Schistes sériciteux à tendance quartzitique de Beaufin, linéament d'Aspres-lès-Corps ; d. Schistes sériciteux du dôme de La Mure ; e. Schistes sériciteux de la série satinée du rameau externe de Belledonne ; f. Schistes chloriteux à tendance quartzitique du groupe d'Huez ; g. Granite du Clapier. Sensibilité du picoampèremètre : $3 \cdot 10^{-8}$ A.

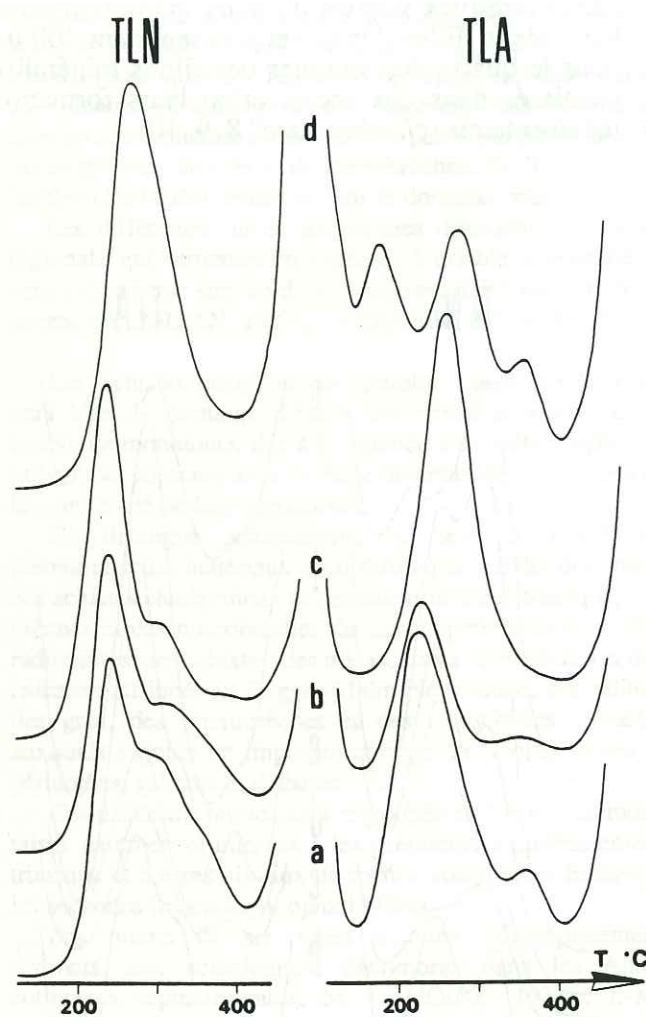


Fig. 33. - Thermoluminescence naturelle et artificielle du quartz des gangues de quelques filons minéralisés des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et de leur tégument permo-carbonifère.

Type de minéralisation et encaissant :

- a. Type à sidérite et galène accessoire du district de Vizille-Vaulnaveys, micaschistes de la série satinée du rameau externe de Belledonne ($Sp. = 1.10^{-7} A$) ;
- b. filon du district aurifère de La Gardette, amphibolites migmatisées ($Sp. = 3.10^{-7} A$) ;
- c. Type à sidérite annexe du groupe des filons de La Tayaz, grès permo-carbonifères d'Allevard ($Sp. = 3.10^{-7} A$) ;
- d. type plombo-zincifère du gisement filonien du Pontet, granite du Clapier ($Sp. = 1.10^{-7} A$).

Noter l'analogie des courbes a, b et, à un moindre degré, c.

Les paramètres I_n et I_a permettent donc de différencier, à l'échelle régionale, au sein de l'important cortège de cristallisations siliceuses de type et d'âge variés qui affectent le domaine alpin métamorphique, un ensemble homogène de fentes

à quartz stériles. L'homogénéité de l'ensemble est assurée par de faibles émissions de TLN et de TLA. Ces caractères spécifiques, mis en évidence dans les différentes générations de filons de quartz stériles du Paléogène détritique alpin, paraissent en première analyse indépendants de la position des cristallisations dans la chaîne et de la nature de leur encaissant respectif.

b. Paramètres liés à la position en température des pics de TL.

Ils permettent de distinguer, dans l'ensemble des filons à faible émission lumineuse défini précédemment, quatre groupements caractérisés par autant de sous-types de courbes (fig. 34). La répartition des sous-types n'est pas quelconque : chaque groupement correspond à une entité ou à un groupe d'entités géologiques précises.

Le nombre des pics apparents demeure dans tous les cas constant : il est de deux en TLN, de cinq en TLA, avec une seule exception pour l'un des sous-types qui présente un pic supplémentaire de basse température, très peu marqué, en analyse artificielle.

Le premier sous-type de courbe est le plus fréquent. Il a été défini au § 3.2.1.3 (p. 54). Ses émissions de TLN sont centrées à 270°C et 365°C ; celles de TLA culminent respectivement à 90, 125, 195, 290 et 370°C. Son extension est régionale. Il concerne tous les filons stériles du Paléogène anchi- et épimétamorphique, affecté par la schistosité régionale S1, du Champsaur oriental (vallées de Prapic, de Dourmillouse, de La Salce, de Béassac, combe de Narreyroux, Roc des Hommes, Pas de La Cavalle, vallon du Bouisset) et du Pays des Arves (Galibier, Trois Évêchés, Goléon, vallon des Aiguilles, combe de Beaujournal, Crêt de Talières, Le Bochet, Villarclément), les filons du Mésozoïque dauphinois et ultradauphinois (Trias de l'Echaillon, Lias de Montbrun-Montpascal et de La Ravoire près St. Jean-de-Maurienne, Domérien de La Chal, Bajocien du Pic de l'Huile), de la couverture secondaire et tertiaire du Briançonnais (quartzites werféniens et calcschistes planctoniques d'âge Crétacé supérieur-Paléocène de la fenêtre aval du Guil, "Flysch noir" de Guillestre), des Flyschs à Helminthoïdes (Grès de l'Embrunais du Haut-Drac et du Rabious). On le rencontre également, de manière plus subordonnée, dans les massifs cristallins externes (migmatites du Fournel et de La Selle, gneiss leucocrates et biotitiques du lac Chambon et de la combe Malaval pour le Pelvoux et ses annexes, granites de Saint-Colomban et des Sept-Laux pour Belledonne, orthophyres houillers des Grandes Rousses), et dans le Permo-carbonifère briançonnais (grès et conglomérats westphaliens du Télégraphe, Verrucano du Galibier).

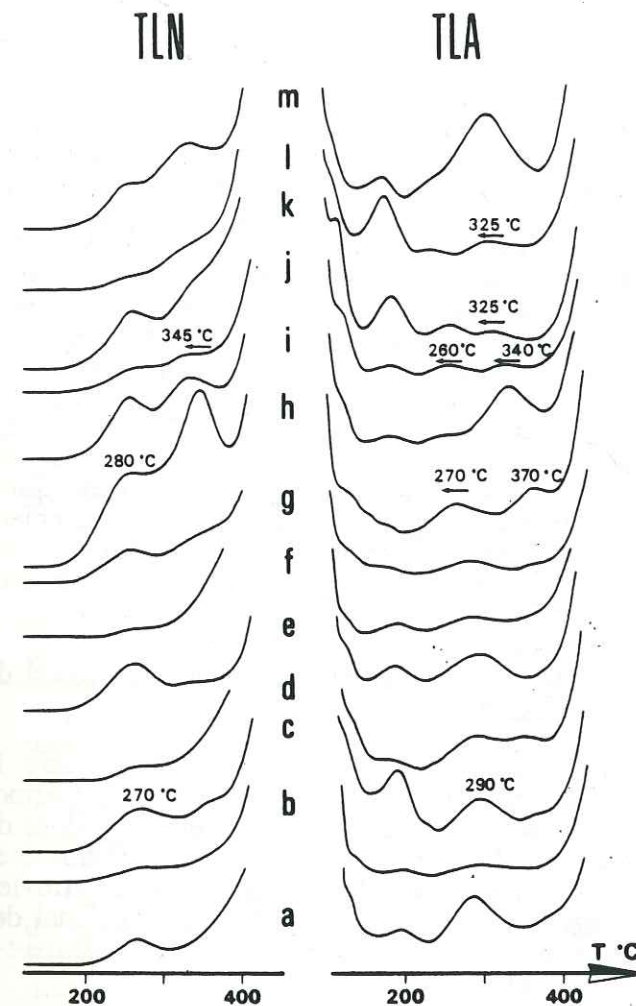


Fig. 34. - Degré de variabilité des émissions de TLN et de TLA des filons de quartz stériles du domaine alpin métamorphique, entre l'Embrunais et la Maurienne.

Encaissant :

- Sous-type 1 :** a. Grès du Champsaur oriental ; b. Flysch des Aiguilles d'Arves ; c. Migmatites de La Selle (Écrins-Pelvoux) ; d. Trias dolomitique de l'Echaillon ; e. Conglomérats quartzitiques du Verrucano du Galibier ; f. Calcschistes planctoniques d'âge Crétacé supérieur-Paléocène du Briançonnais de la fenêtre aval du Guil ; g. Flysch à Helminthoïdes gréseux du Parpaillon (Le Rabious).
- Sous-type 2 :** h. Grauwackes paléogènes du Champsaur occidental ("fentes du Viallet").
- Sous-type 3 :** i. Schistes lustrés du Fréjus ; j. Schistes lustrés de l'unité de La Croix de la Crèche-Meyriès.
- Sous-type 4 :** k. Conglomérats du Verrucano de la fenêtre aval du Guil ; l. Gneiss ocellaires du Sirac (La Selle) ; m. Granite d'Épierre - Sept-Laux, Belledonne.

Sensibilité du picoampèremètre : $3.10^{-8} A$.

Le second sous-type présente un très léger décalage, peu significatif, du premier pic de TLN et six émissions de TLA centrées à 90, 125, 165, 180, 270 et 370°C (cf. supra, p. 54). L'extension géographique de ces courbes est très limitée entre l'Embrunais et la Maurienne. On ne les rencontre que dans les fentes à prehnite et épidote du col du Viallet (grauwackes paléogènes du Champsaur occidental). Mises en évidence récemment, ces formes n'avaient pas été prises en compte dans la classification des filons stériles alpins proposée en 1979 (J.-P. IVALDI, *op. cit.*).

Dans le troisième sous-type, les différences se placent au niveau du second pic de TLN (345°C) et des deux derniers pics de TLA dont les températures apparentes sont de 260 et 340-350°C. Le pic de haute température de TLA est toujours plus développé que le pic centré à 260°C. Ces courbes concernent les exsudats intra-schisteux et les filons sécants des Schistes lustrés (calcschistes du Fréjus et de l'unité de la Croix de la Crèche-Meyriès du Queyras).

Le quatrième sous-type se distingue du précédent par un décalage plus accentué du dernier pic de TLA vers les basses températures (325°C). Il caractérise des cristallisations rencontrées dans le substratum permo-carbonifère de la zone briançonnaise (Verrucano de la fenêtre aval du Guil), dans les socles du Pelvoux (gneiss ocellaires du Sirac et migmatites des Bans) et de Belledonne (granite d'Épierre-Sept-Laux).

La distinction des quatre sous-types de courbes parmi l'ensemble des cristallisations alpines à faible intensité de TL repose sur des variations faibles à modérées de température : 20°C sur le pic de TLA homologue du pic de basse température de TLN entre les sous-types 1 et 2, 25°C sur le pic de haute température de TLN entre les sous-types 1 et 3 ou 1 et 4, 30 et 45°C sur le dernier pic de TLA entre ces mêmes sous-types. Les valeurs repères concernant la position des divers pics de TL sont des moyennes établies sur chaque groupement. Toute coupure, toute classification constitue un cadre rigide qui entraîne, de fait, une simplification des phénomènes réellement observés. Les subdivisions proposées ci-dessus n'échappent pas à la règle. Il existe ainsi des filons pour lesquels sont observées des températures intermédiaires : dans les massifs cristallins externes, il n'est pas rare de rencontrer des courbes que l'on aurait tendance à classer dans le premier sous-type en fonction de la TLN, dans le quatrième sous-type en fonction de la TLA. La cause est simple : le pic de TLA sur lequel est basée la discrimination des deux sous-types est composite. Il culminera vers 290 ou 330°C suivant l'importance prise par chacune des émissions le

constituant. L'explication du phénomène, pour aussi rationnelle et satisfaisante qu'elle soit, ne permet pas de tourner la difficulté qui demeure en ce qui concerne l'affiliation de la courbe concernée à tel ou tel sous-type. De même, dans le Mésozoïque dauphinois et ultradauphinois, des courbes sont intermédiaires entre les sous-types 1 et 3. Un exemple : les fentes à quartz-calcite du Lias de Montpascal pour lesquelles la position des trois derniers pics de TLA évolue entre 180-200°C, 275-280°C et 340-375°C, alors que le second pic, à peine marqué, ne peut être situé avec précision.

Ces problèmes annexes exposés, il n'en demeure pas moins que les variations de température des pics de TL s'effectuent autour de quatre pôles d'équilibre nets dans les domaines où ont été définis les quatre sous-types de courbes, dans l'ordre : le Champsaur oriental et le Pays des Arves, le Champsaur occidental, les Schistes lustrés, le substratum Briançonnais. Les divers groupes de filons affectent respectivement des formations rapportées au Priabonien pour les sous-types 1 et 2, d'âge au moins triasico-liasique et au plus crétacé supérieur (M. LEMOINE *et al.*, 1984) pour le sous-type 3, permien ("Verrucano" des auteurs) pour le sous-type 4, ce qui constitue un premier élément de datation des cristallisations.

3.2.2.3 - Constance et variabilité des paramètres TL : un guide pour l'approche des agents de la thermoluminescence.

L'analyse détaillée des variations des divers paramètres de TL permet d'aborder, dans le cas relativement simple des filons stériles alpins des abords du Pelvoux, l'étude des facteurs et des mécanismes qui régissent le phénomène de thermoluminescence.

Trois caractères essentiels des fentes alpines peuvent être pris en compte :

- l'homogénéité régionale des intensités globales de TLN et de TLA qui permet de différencier les filons alpins des cristallisations quartzzeuses hercyniennes et/ou anté-hercyniennes ;

- la variabilité ponctuelle de ces mêmes intensités, liée à l'évolution locale du pic de basse température de TLN, ainsi qu'à celle de son homologue de TLA ;

- la variabilité modérée des températures apparentes des pics de TL sur laquelle est basée la subdivision de l'ensemble des filons alpins en quatre sous-ensembles.

L'acquisition des caractères TL d'un minéral étant fonction de son climat de cristallisation, c'est donc le rôle respectif de la pression, de la température et de la composition chimique de la

phase fluide, qu'il convient en premier lieu d'envisager comme agents de la thermoluminescence.

La recherche d'un lien éventuel entre l'évolution des trois caractères TL pris en considération et les conditions thermobarométriques et chimiques de genèse des cristallisations alpines a été menée par des voies différentes utilisant deux processus d'investigation : l'un analyse l'évolution de la TL dans son cadre tectono-métamorphique régional et local selon une démarche de type naturaliste, l'autre privilégie l'expérimentation en laboratoire en utilisant conjointement deux méthodes analytiques : la TL et la microthermométrie des inclusions fluides, avec confrontation de leurs résultats respectifs. Les éléments de comparaison ont été obtenus soit directement, en soumettant un même échantillon aux deux techniques d'analyses, soit indirectement en utilisant les données de la littérature et les renseignements complémentaires fournis oralement ou par écrit par leurs auteurs.

a. Contrôle tectono-métamorphique éventuel de la TL alpine.

À l'échelle des Alpes occidentales, entre la Méditerranée et la Savoie, l'intensité de la thermoluminescence naturelle et artificielle des filons de quartz du Paléogène paraît évoluer en relation avec l'existence d'un gradient métamorphique barrovien longitudinal (cf. § 3.2.1.3). Le cadre régional des abords du Pelvoux confirme-t-il ou infirme-t-il cette relation ?

La carte métamorphique basée sur la répartition géographique des variations de l'indice de cristallinité de l'illite que propose J. APRAHAMIAN (1974) est, de tous les documents de ce type actuellement disponibles dans la littérature géologique pour la région concernée, le plus précis donc le plus directement utilisable. Dans le Champsaur, J. APRAHAMIAN distingue, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, une zone de la diagenèse profonde, une anchizone et une épizone, avec des limites grossièrement orientées WNW-ESE, l'une au niveau du lobe d'Orcières, l'autre entre Dourmillouse et La Salce. La limite diagenèse-anchizone coïncide approximativement sur le terrain avec l'apparition des filons de quartz stériles, exception faite des fentes à prehnite du Viallet disposées, elles, dans un encaissant diagénétique. Si l'on considère les seules fentes à quartz correspondant au sous-type 1 qui forment un ensemble homogène tant par leur thermoluminescence que par leurs associations minérales (quartz, calcite \pm chlorite \pm albite), on n'observe pas de relation systématique entre l'évolution des courbes TL - notamment les variations d'amplitude du pic de moyenne température de TLA - et la zonation métamorphique. Des courbes strictement identiques se rencontrent à la fois dans l'anchizone et dans l'épizone. Ainsi, les courbes de TLA à pic de moyenne température

(290°C) développé (fig. 28, i, j) caractérisent-elles de filons de l'anchizone (torrent de Chichin, Roc des Hommes) et de l'épizone (combe de Narreyroux et ravin du Bouisset). À l'opposé, des variations d'amplitude sensibles de ce même pic sont enregistrées, au sein d'une même zone métamorphique, à l'échelle de l'affleurement : dans le ravin du Bouisset encore, la hauteur du pic centré à 290°C varie entre 10 et 59 u.a. pour trois fentes à quartz différentes, entraînant une évolution nette des courbes de TLA correspondantes (courbes équivalentes aux formes f, g et i/j de la figure 28).

Un traitement global des données numériques, après répartition des filons en deux ensembles zonéographiquement distincts, permet d'établir les valeurs moyennes des paramètres I_n et I_a qui s'élèvent respectivement à 4,6 et 3,8 u.a. pour l'anchizone, à 2,2 et 4,6 u.a. pour l'épizone. Le rapport moyen I_n/I_a est supérieur à 1 dans le premier cas, inférieur à cette même valeur dans le second.

La relation entre l'intensité de TL et le degré de métamorphisme paraît donc confirmée en TLA. Il n'en est pas de même en TLN où l'émission lumineuse moyenne chute de moitié entre l'anchizone et l'épizone.

Le schéma zonéographique proposé en annexe de la feuille Gap 1:250.000ème (coordination C. KERCKHOVE, 1979), diffère sensiblement du document de J. APRAHAMIAN. Le passage "diagenèse-anchizone" s'effectue au niveau du Gapençais, l'épizone ne débutant qu'au-delà de la boutonnière du Fournel. Les affleurements paléogènes du Champsaur seraient affectés, dans leur grande majorité, par un métamorphisme de très faible degré. Les valeurs moyennes de I_n et de I_a calculées en fonction de cette seconde hypothèse de travail s'élèvent alors à 3,6 et 3,9 u.a. pour l'anchizone, à 2,7 et 4,2 u.a. pour l'épizone. Par rapport à la première hypothèse de travail, on note un resserrement des valeurs moyennes ; I_n reste par ailleurs systématiquement inférieur à I_a , quel que soit le degré de métamorphisme.

Un troisième document traitant du métamorphisme alpin aux abords du Pelvoux est actuellement disponible dans la littérature géologique. Il a été établi par R. CABY *et al.* (1978), à partir des associations minérales typomorphes correspondant au pic de culmination barométrique de l'événement de déformation-cristallisation mésoalpin. Il ne peut malheureusement pas être utilisé, en raison de l'état fragmentaire des recherches dans le domaine dauphinois, notamment dans le Champsaur. Les limites inférieure et supérieure de la zone à prehnite-pumpellyite ne sont pas clairement matérialisées.

Les mêmes calculs effectués sur les filons du Pays des Arves, en fonction de la seule zonéogra-

phie métamorphique cohérente, proposée à ce jour par E. NIGGLI *et al.* (1973), et reprise en annexe sur la feuille Annecy 1:250.000ème (coordination J. DEBELMAS, 1979), fournissent pour I_n et I_a les valeurs moyennes suivantes : 3,7 et 4,0 u.a. dans l'anchizone, 17,9 et 12,3 u.a. dans l'épizone. Ici, l'intensité globale de l'émission naturelle ou artificielle croît parallèlement au degré de métamorphisme, avec une plus forte hausse au niveau de I_n . C'est dans l'épizone que sont observées, dans la plupart des cas, les valeurs les plus fortes. Il ne s'agit cependant pas d'une règle générale. Ponctuellement, comme dans le Champsaur oriental, sont également enregistrées, pour les filons réputés anchizonaux, des intensités anormalement élevées de TLA commandées par les fluctuations du pic de moyenne température (ex : fentes du Paléogène conglomératique de Villarlé). Le rapport I_n/I_a est inversé par comparaison à ce que l'on observe dans le Champsaur en raisonnant sur la zonéographie de J. APRAHAMIAN : il est inférieur à 1 dans l'anchizone, supérieur à 1 dans l'épizone.

Ces résultats, parfois contradictoires, ne permettent pas de dégager une relation systématique, à l'échelle régionale, entre la thermoluminescence des filons de quartz et les différentes zonéographies du métamorphisme barrovien post-priabonien telles qu'elles sont actuellement définies dans la littérature. Les causes peuvent être multiples :

- absence de lien direct entre le métamorphisme et la thermoluminescence du quartz filonien ;

- différences thermo-barométriques trop peu accentuées entre l'anchizone et l'épizone commençante pour induire l'apparition de défauts physico-chimiques particuliers, caractéristiques, au sein de la matière cristallisée ;

- état incomplet des recherches concernant les zonéographies métamorphiques du domaine externe qui, en tout état de cause, ne constituent que de simples hypothèses de travail, compte tenu du nombre actuel d'interprétations divergentes.

Les schémas zonéographiques en présence, basés chacun sur des méthodes d'investigation différentes, ne seront pas discutés dans le cadre de ce travail. Il s'agit d'un problème délicat où la part de subjectivité demeure encore importante. Quoi qu'il en soit, les variations d'amplitude du pic de moyenne température de TLA enregistrées à l'échelle de l'affleurement, au sein d'une zone ayant été soumise à un même climat métamorphique, posent un problème. Expérimentalement, de telles variations ont été obtenues par des actions mécaniques prolongées, ainsi que par des préchauffes croissantes en durée et en température (cf. 1ère partie, § 4.2.1 et 4.2.3, pp. 29 et 34). Deux

hypothèses ne s'excluant d'ailleurs nullement peuvent alors être envisagées :

- La cristallisation des filons de quartz mésoalpins est tardi-métamorphique. Elle intervient postérieurement au pic de culmination barométrique et thermique régional, lors d'un épisode de relaxation du bâti qui permet la circulation des fluides et la mise en solution des éléments nécessaires à la formation des fentes à quartz. Cette interprétation permet d'expliquer l'absence de lien systématique entre la zonéographie et la thermoluminescence à l'échelle régionale ou locale ; elle rejoint en partie la première des causes invoquées précédemment pour tenter d'expliquer le phénomène.

- Le quartz cristallise, puis évolue dans un climat thermique dont la persistance varie suivant les lieux, créant ainsi localement des conditions de préchauffe de type "basse/moyenne température-longue durée". Une telle éventualité peut raisonnablement être envisagée compte tenu de la forte inertie qui caractérise toute variation interne d'un système de la dimension d'un segment de chaîne, aux hétérogénéités multiples de surcroît. L'énergie libérée sous la forme de chaleur lors de la déformation des matériaux diffuse et se surimpose d'ailleurs forcément à l'anomalie thermique générale après que le pic de culmination barométrique ait été atteint, favorisant par là l'installation de gradients de température anormaux, de durée variable.

Cette hypothèse peut être argumentée par la répartition actuelle des filons caractérisés par la présence d'un pic de moyenne température de TLA anormalement élevé face à l'émission équivalente de TLN (I_a très élevé face à I_n). Ces filons sont préférentiellement localisés dans les formations sédimentaires des abords des socles : boutonnières de Dourmillouse et du Fournel, combe de Narreyroux, arête du Roc de Hommes-Pointe des Pissesommet des Prelles, ravin du Bouisset dans le Champsaur oriental, région du Galibier et de Villardclément sur le revers nord-est et est de l'ensemble Pelvoux-Combeynot et du Rocheray pour le Paléogène du Pays des Arves.

Dans ces régions, le contact entre le socle et les formations sédimentaires est stratigraphique ou mécanique.

L'intervention d'un effet de socle sur la répartition des isogéothermes et la persistance inégale d'un gradient de température élevé ne peuvent être écartées a priori.

Les deux explications proposées privilégient le facteur température en tant qu'agent de la thermoluminescence.

La large répartition des courbes de thermoluminescence correspondant au sous-type 1 sur l'ensemble du domaine externe et des zones penniques constitue un second argument en faveur de la

formation tardive des filons stériles mésoalpins par rapport aux événements tectoniques majeurs.

Cette indépendance des filons par rapport au contexte structural régional est également observée à l'échelle de l'affleurement. Deux exemples choisis dans des secteurs géographiquement et structuralement distincts, l'un en Maurienne, l'autre dans le Queyras, illustrent parfaitement le phénomène :

• Les fentes à quartz du Jurassique ultradauphinois de Maurienne.

Le Lias calcaire et marneux du substratum du Flysch des Aiguilles d'Arves qui affleure en rive droite de l'Arc, au-dessus d'Hermillon et de Pontamafrey, est largement allochtone, intensément déformé. Les cristallisations de quartz et de calcite y sont nombreuses et variées, disposées en exsudats suivant les surfaces de la schistosité régionale S1, ou en filons sécants sur ces mêmes surfaces de schistosité. Une chronologie relative des cristallisations peut aisément être établie sur le terrain.

Deux générations successives de fentes affectent les schistes noduleux aaléniens du torrent de La Ravoire à la hauteur du barrage de Bonnatrait : les fentes de première génération sont disposées suivant S1 qui a une orientation moyenne N175°E, pentée 40°E ; les fentes de seconde génération, sécantes sur S1, sont disposées en filons orientés N40°E, pentés 30°NW. Le quartz présente dans les deux cas une thermoluminescence naturelle strictement identique (fig. 35, a, b) : les courbes appartiennent au sous-type 1, les valeurs de I_n et de I_a sont de 2,7 et 11,1 u.a. pour les exsudats injectés suivant S1, de 2,4 et 9,7 u.a. pour les filons sécants ; le rapport I_n/I_a reste égal à 0,2 (tableau n° 7, échantillons JUD 4 et 5).

Le même phénomène est enregistré avec les filons de quartz du Lias supérieur de Vigarín près Montbrunal où trois générations de fentes peuvent être distinguées. Seules les fentes les plus tardives, nettement sécantes sur S1 et pentées à l'Ouest, présentent quelques faibles variations de thermoluminescence : hausse de l'intensité globale de l'émission lumineuse et accroissement du cinquième pic de TLA centré à 280°C (tableau n° 7, échantillons JUD 1, 2, 3). Le rapport I_n/I_a varie peu (0,5 à 0,7).

• Les fentes à quartz des Schistes lustrés du Queyras.

Deux cas d'espèce sont observés dans les générations successives de fentes à quartz-calcite-chlorite encaissées dans les calcaires et les calcschistes de l'unité "Croix de la Crèche-Meyriès" (J.-M. CARON, 1977).

Comme en Maurienne, les exsudats disposés suivant la foliation générale, subhorizontale, liée à

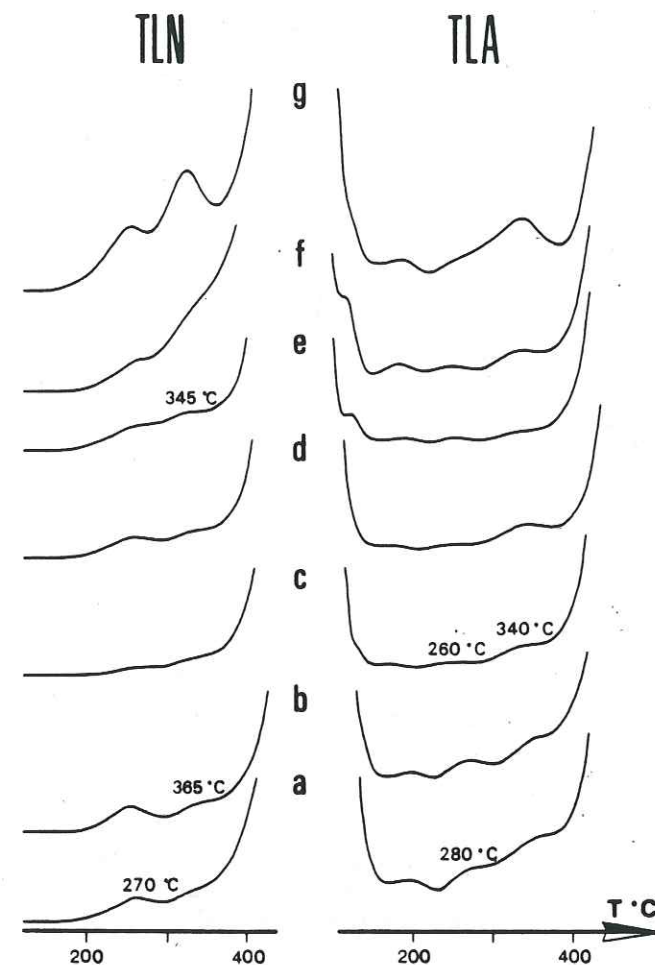


Fig. 35 - Degré de variabilité des émissions de TLN et de TLA des filons de quartz stériles du domaine alpin métamorphique à l'échelle de l'affleurement.

Encaissant :

Jurassique ultradauphinois de Maurienne (La Ravoire) :

a. exsudat intraschisteux ; b. filon sécant.

Schistes lustrés du Queyras : c. exsudat intrafoliaire ;

d. filon sécant (Ville-Vieille) ; e, f. exsudats intrafoliaires ;

g. filon sécant (Château-Queyras).

Sensibilité du picoampèremètre : 3.10^{-8} A.

la première déformation synschisteuse et les filons sécants peuvent ne présenter aucune marque distincte en thermoluminescence : c'est le cas des échantillons SL 29 et SL 30, prélevés en rive droite du Guil, à la hauteur de Ville-Vieille. Le premier correspond à des cristallisations disposées en amandes suivant des surfaces orientées N170°E, pentées 10-15°W ; le second provient de fentes subverticales de direction moyenne N165°E (fig. 35, c, d et tableau n° 7).

À l'opposé, la forme des courbes peut évoluer sensiblement d'une génération de fentes à l'autre,

tout en ne cessant d'appartenir au sous-type 3, la position en température des pics restant stable. Les intensités globales de TL et les hauteurs respectives des différents pics sont alors plus accentuées dans les filons tardifs : 6,3 u.a. contre 2,4 u.a. pour I_n , 5,9 u.a. contre 2,1 u.a. pour I_a , pour des filons sécants subverticaux et des exsudats intrafoliaires de Château-Queyras (fig. 35, e, f, g et tableau n° 7, échantillons SL 25, 27, 26).

Une mise en place des générations successives de fentes effectuée dans un climat métamorphique voisin, sans grand décalage dans le temps, permet d'expliquer l'ensemble des faits observés. À l'échelle métrique d'ailleurs, nombreuses sont les cristallisations avec quartz dominant, sécantes sur S1, qui s'orientent et s'injectent progressivement suivant ces mêmes surfaces tectoniques, ceci aussi bien en Maurienne, dans le Queyras, que dans d'autres parties de l'arc alpin. On notera cependant que les cristallisations successives devaient s'effectuer à partir de fluides progressivement appauvris en silice et corrélativement enrichis en calcium, le quartz étant nettement subordonné à la calcite dans les fentes centimétriques à millimétriques subverticales les plus tardives.

b. Contrôle barométrique éventuel de la TL alpine.

Un essai de corrélation entre la thermoluminescence et la pression a été tentée sur le quartz des fentes à lawsonite du Guil. Ces fentes, découvertes par R. CABY et P. SALIOT dans le substratum Briançonnais de la fenêtre aval du Guil, ont été interprétées comme des témoins de l'épisode métamorphique de fort gradient "pression/température" qui a affecté les parties internes de l'orogène alpin entre -100 et -65 millions d'années (P. SALIOT, 1978).

L'encaissant est constitué par un complexe volcanique rhyolitique et dacitique mis en place entre le Westphalien D et le Néopérmién. L'assemblage quartz-lawsonite se présente en filons pluricentimétriques massifs orientés N130 à N160°E, avec des plongement moyens de 45-50°SW et 55-70°NE. Les plans N160°E pentés 45°SW sont les plus répétitifs.

Des cristallisations de chlorite, de phengite, de feldspath potassique et de calcite accompagnent le quartz et la lawsonite (P. SALIOT, *op. cit.*). Les conditions de genèse de ces fentes seraient de 300±25°C/4,5-5,5 Kb, développées sous un recouvrement de matériaux de l'ordre de 12 à 16 km, avec un gradient géothermique de 20-25°C/km. Ces chiffres sont avancés par P. JOLLY, B. POTY et P. SALIOT (*in* : P. SALIOT, 1978), à partir de l'analyse microthermométrie des inclusions fluides du quartz, doublée d'une analyse des fluides inclus, par broyage et lessivage. La méthode utilise l'évolution isochore des fluides et

considère que ceux-ci sont tamponnés par la présence de solides à l'équilibre.

Quatre filons ont été prélevés et analysés. Les émissions de thermoluminescence naturelle et artificielle du quartz sont de type alpin franc en ce qui concerne les intensités : I_n et I_a évoluent respectivement entre 4,1 et 6,1 u.a., 1,5 et 3,1 u.a. et sont donc nettement inférieures à la valeur limite moyenne de 10 u.a. définie à partir de l'analyse des cristallisations mésoalpines des domaines anchi-zonaux et épizonaux barroviens de la zone externe. Le rapport I_n/I_a reste toujours supérieur à 1 (tableau n° 11).

Le nombre et la position des pics sont difficiles à déterminer en raison de la faiblesse des émissions lumineuses. Celles-ci débutent, en TLN, au-delà de 200°C et augmentent progressivement en mimant des émissions de type "corps noir" décalées vers les basses températures. À peine peut-on remarquer deux inflexions, faibles, vers 280-290°C et 350-355°C. Mais ceci n'a rien de bien significatif. En TLA, ces paramètres ont pu être précisés en doublant le temps d'irradiation des poudres⁸. Cinq pics très peu marqués apparaissent ainsi à 90, 125, 185, 260 et 340°C (fig. 36). Ces températures sont celles du troisième sous-type de courbe défini à partir des exsudats et des filons des Schistes lustrés (cf. fig. 34). Et, de fait, les courbes des fentes à quartz-lawsonite du Guil ne se différencient de celles des Schistes lustrés que par une atténuation marquée des deux pics de TLN et des pics de haute température (260 et 340°C) de TLA. Les mêmes formes de courbes, à caractères TL atténués, se rencontrent également au niveau des fentes à quartz encaissées dans les conglomérats et les arkoses du Verrucano sus-jacent dans le Guil, où elles coexistent d'ailleurs avec des formes assimilables au sous-type 4 (cf. supra, p. 61).

L'analyse par thermoluminescence ne permet donc pas de différencier nettement les fentes à quartz-lawsonite du Guil des autres cristallisations quartzieuses alpines. Ces fentes appartiennent, par le dessin général de leurs courbes TL et la position de leurs pics, au troisième groupe défini à partir des exsudats et des filons séchants des Schistes lustrés du Queyras et du Fréjus.

Les interprétations que l'on peut donner de ces résultats sont les suivantes :

- Les fentes du Guil sont effectivement liées au métamorphisme éoalpin de haute pression. Dans ce cas, le facteur pression n'est pas un agent majeur de la thermoluminescence du quartz ; il n'intervient

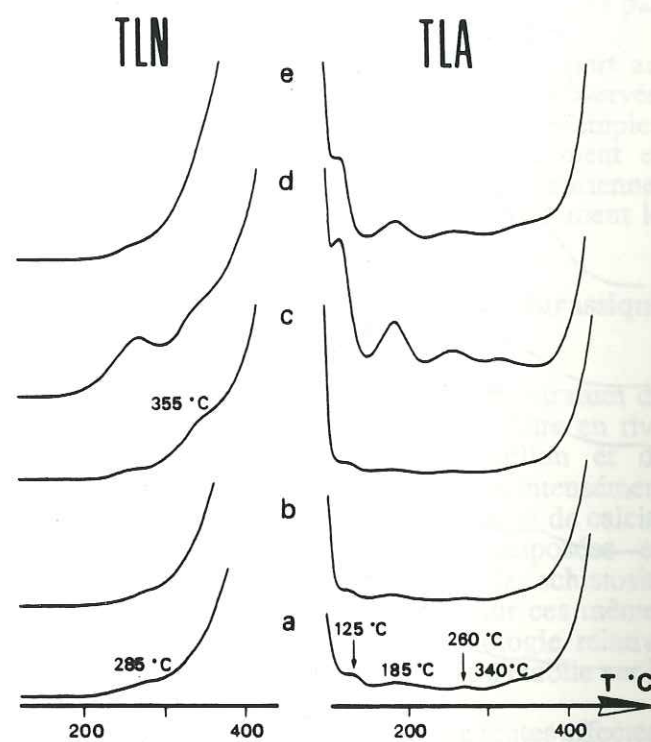


Fig. 36. - Thermoluminescence naturelle et artificielle des fentes à quartz du substratum Briançonnais de la fenêtre aval du Guil.

a, b, c. Fentes à quartz-lawsonite encaissées dans les rhyodacites ; d, e. Fentes à quartz-calcite encaissées dans les conglomérats et les arkoses du Verrucano. Sensibilité du picoampèremètre : $3 \cdot 10^{-8}$ A.

que secondairement dans la formation des impuretés physiques et chimiques développées au cours de la cristallisation.

- Le métamorphisme barrovien mésoalpin a repris et homogénéisé les fentes du Guil, en oblitérant les caractères TL originels du quartz nés des conditions de haute pression éoalpines.

- La présence de lawsonite, dans les fentes du Guil, est en relation directe avec la nature assez particulière de l'encaissant rhyodacitique susceptible de fournir les éléments chimiques - calcium compris - nécessaires à la cristallisation du minéral. À l'échelle régionale, les conditions P/T de formation des fentes ne sont pas fondamentalement différentes de celles des autres exsudats et filons quartzieux.

⁸ L'intensité globale de TLA reste cependant très faible. Son augmentation n'est pas en rapport avec la dose de rayonnement supplémentaire reçue. L'aptitude du quartz au piégeage des électrons métastables paraît singulièrement peu développée dans les fentes du Guil, comme elle l'est d'ailleurs pour l'ensemble des fentes du domaine alpin métamorphique.

La première interprétation peut difficilement être discutée dans l'état actuel des connaissances sur la thermoluminescence du quartz. Une étude des propriétés TL du minéral, synthétisé sous des pressions croissantes, reste à faire. Force nous est donc de raisonner à partir de résultats expérimentaux obtenus sur d'autres espèces ou assemblages minéraux.

J. HANDIN *et al.* (1957), puis M. d'ALBISSIN (1963), ont constaté que des modifications sensibles affectaient l'intensité lumineuse naturelle et artificielle des roches carbonatées et de la calcite après déformation des matériaux.

M. d'ALBISSIN (1968) signale, pour des calcaires métamorphiques ("Marbre de Mosset") déformés sous contrainte triaxiale non hydrostatique, les modifications de TL suivantes :

- en TLN, hausse de l'intensité globale de l'émission pour des pressions latérales inférieures à 500 bars, puis baisse de la même intensité, laquelle est fortement atténuée à 5000 bars ;

- en TLA, évolution opposée des pics de basse et de haute température. L'intensité des premiers pics diminue fortement pour des pressions croissantes, celle des derniers pics augmente dans des proportions moindres.

Le traitement mécanique influence de façon notable la thermoluminescence artificielle du quartz en augmentant, parfois fortement, l'intensité des émissions de moyenne température centrées vers 325°C (cf. 1ère partie, § 4.2.1). Ces résultats expérimentaux ne sont pas sans rapport avec les observations effectuées par M. d'ALBISSIN sur les roches carbonatées et la calcite. Aucune baisse nette d'intensité n'est cependant enregistrée dans le cas de broyages accentués, que ce soit en TLN ou en TLA. Mais il s'agit, dans les deux cas, de perturbations provoquées par des traitements intervenant postérieurement à la genèse du cristal ou de la roche et non pas synchrones de leur formation.

D. LAPRAZ (1980) a tenté de déceler d'éventuelles variations de TLA en fonction de la pression sur des apatites phosphocalciques synthétisées entre 300 et 3000 bars. Ses résultats sont négatifs, qu'il s'agisse d'hydroxyapatites ou de chloroapatites dopées au manganèse : dans le domaine étudié, leurs intensités de TL sont indépendantes de la pression de synthèse.

La possibilité d'une réhomogénéisation de filons quartzieux anté-paléogènes, lors de l'épisode métamorphique barrovien mésoalpin, ne peut être écartée a priori dans le cas de l'anticlinal de nappes

du Guil. À l'appui de cette seconde hypothèse, signalons que lors de l'étude microthermométrique préliminaire des fentes à lawsonite, P. JOLY *et al.* (Rapport annuel du CRPG, Nancy, 1974, p. 35), avaient conclu à la non-conservation des fluides contemporains des hautes pressions, en raison de "rééquilibres...produits lors du métamorphisme dans le faciès des schistes verts qui a suivi". Dès l'année suivante cependant (Rapport annuel du CRPG, Nancy, 1975, p. 39), à la suite de nouvelles manipulations, ces mêmes auteurs mettaient en évidence plusieurs générations de minéraux et de fluides associés ; ils attribuaient la première phase à lawsonite stable et à densité de fluides aqueux élevée au métamorphisme de haute pression éoalpin. Je signalerai qu'une analyse thermo-optique⁹ de l'échantillon à quartz-lawsonite RB 9 (cf. tableau n° 11), prélevé par mes soins dans les rhyodacites du Guil, a fourni les résultats bruts suivants : 135°C pour la température d'homogénéisation, 0°C pour la température de fusion, 0% équivalent NaCl pour la salinité.

En ce qui concerne la thermoluminescence, une éventuelle oblitération totale des caractères TL originels du quartz, bien que possible, est plus délicate à envisager. Rappelons que, dans les massifs cristallins externes, les fentes à quartz mésoalpines coexistent avec des cristallisations antérieures dont la TL est nettement différente, toujours plus intense. Nous verrons, lors de l'étude des matériaux cristallins et détritiques du domaine externe (§ 3.3, p. 90), que la TLN n'est que très modérément affectée par les effets du métamorphisme régional barrovien alors que les émissions de TLA subissent une baisse d'intensité systématique. Il est certes possible d'arguer, dans les deux cas, que la persistance des caractères originels du quartz est due aux conditions P/T peu sévères du métamorphisme mésoalpin, eu égard à celles développées lors de la cristallisation des quartz métamorphiques et éruptifs hercyniens ou anté-hercyniens des massifs cristallins externes et de bassins sédimentaires paléogènes.

L'éventualité d'un effet inhibiteur du métamorphisme barrovien sur la TL sera également envisagée pour le quartz des zones internes, de même que l'effacement total de la thermoluminescence originelle du quartz et son remplacement par une thermoluminescence de néogenèse lors des phénomènes de solution-cristallisation mésoalpines.

La troisième interprétation remet implicitement en cause le caractère particulier des fentes du Guil dans le contexte géologique régional des abords du Pelvoux. P. SALIOT (1978), dans son mémoire de thèse, n'est pas toujours très affirmatif au sujet des

⁹ Analyse effectuée par Mme C. SABOURAUD.

conditions de cristallisation du quartz et de la lawsonite. L'absence de ce minéral dans le rhyodacites de l'encaissant l'oblige à invoquer une injection de fluides profonds vers la surface, "à la faveur de fracturations affectant l'anticlinal du Guil"¹⁰. Mais l'auteur insiste sur la bonne concordance qui existe entre la microthermométrie et la substitution phengitique en ce qui concerne les conditions P/T subies par les matériaux briançonnais du Guil. Il réfute par ailleurs l'hypothèse de J.-M. CARON (1977, 1979) qui imagine une migration discontinue, lente, "en clapets", des fluides, suivant les surfaces de schistosité, pour expliquer la persistance de lawsonites au cours des trois premières "phases" de déformation ayant affecté les métasédiments des Alpes cottiennes septentrionales. Les fluides contrôlèrent dans cette optique, à la fois mécaniquement et chimiquement, la cristallisation des minéraux du métamorphisme de fort gradient "pression/température", laquelle s'effectuerait selon un processus ponctuellement spontané à l'échelle métrique à décimétrique, mais étendu sur de longues durées, avec progression de proche en proche, sur l'ensemble de la zone piémontaise.

En conclusion, si l'on suit, avec les réserves déjà invoquées, les résultats expérimentaux concernant la synthèse sous pression croissante isotrope des apatites, ou la déformation sous contrainte triaxiale non hydrostatique des calcaires et de la calcite, des pressions de l'ordre de 3 à 5 kb n'ont aucune influence sur l'acquisition des caractères TL des minéraux dans le premier cas, diminuent très fortement les intensités de TL dans le second cas. Or, dans les filons du Guil, la thermoluminescence du quartz est proche – aux différences de température près – de celle des cristallisations mésoalpines, et son intensité est très faible ! L'analyse par thermoluminescence ne fournit donc pas de preuve irréfutable concernant l'existence de gradients de pression particuliers dans des parties localisées de la chaîne, tel que l'anticlinal de nappe du Guil, aux abords du Pelvoux. À l'inverse, l'absence de caractères TL spécifiques nettement tranchés ne constitue pas un argument décisif contre l'attribution des fentes du Guil au métamorphisme éoalpin de haute pression. Un contrôle barométrique de la TL alpine reste donc envisageable. Dans cette hypothèse, les courbes de TLN et de TLA définissant le sous-type 3 caractériseraient des cristallisations quartzueuses liées à cet épisode. Le rôle du facteur pression dans l'acquisition des caractères TL du quartz filonien ne peut être, alors, que très subordonnée compte tenu des liens étroits qui unissent le sous-type 3 aux autres sous-types.

Le mode de circulation des fluides et leur rôle, tels que les a proposés J.-M. CARON pour le métamorphisme des Alpes cottiennes, paraissent, à mon sens, tout à fait envisageables. La présence, dans les Schistes lustrés du Queyras, notamment entre Château-Queyras et Ville-Vieille, de générations successives de lawsonites plusieurs fois restaurées, peut être rapprochée des résultats concernant les exsudats intrafoliaires et les filons sécants, que la thermoluminescence ne différencie pas comme étant liés à des phases fluides distinctes.

Dans ce sens va également l'hypothèse de R. CABY (1973), qui envisage une déformation longue et continue des Schistes lustrés, réalisée dans un champ de déformation peu modifié au cours du temps. Ainsi pourraient être expliqués la caractère précoce de certains micas ou des amphiboles sodiques synchroniques de sa phase I et/ou "certaines figures de plis fermés isoclinaux interprétés comme polyphasés et qui pourraient être dues à un replissement synchrone de type écoulement".

c. Contrôle thermométrique et chimique éventuel de la TL alpine.

Les variations d'amplitude du pic de moyenne température de TLA (290°C) du quartz des filons stériles alpins, qui commandent directement l'évolution globale des courbes de thermoluminescence correspondantes, peuvent être reproduites expérimentalement, par préchauffe des poudres suivant des techniques développées dans la partie méthodologique de ce mémoire (1ère partie, § 4.2.3). Ces variations ne sont pas systématiques. Elles apparaissent seulement lorsque les pics de TLA s'expriment nettement après une simple neutralisation thermique de type classique à 500°C pendant 15 minutes (fig. 37 B). Dans le cas des courbes de très faible intensité, sans pics apparents nets, une augmentation de la température ou du temps de préchauffe n'entraîne, au contraire, aucune modification sensible des émissions (fig. 37 A). L'accentuation des conditions de préchauffe ne paraît donc pas créer de pièges nouveaux ; elle développe simplement un état préexistant, phénomène que j'ai interprété, à l'échelle atomique, comme le résultat d'un accroissement de la probabilité de piégeage des électrons de conduction sur les niveaux métastables du quartz.

La forme de la courbe de thermoluminescence naturelle ne préfigure pas systématiquement la réponse du quartz au traitement thermique.

Les deux types de comportement se rencontrent indifféremment dans l'anchizone ou l'épizone et sont donc indépendants de la zonéographie méta-

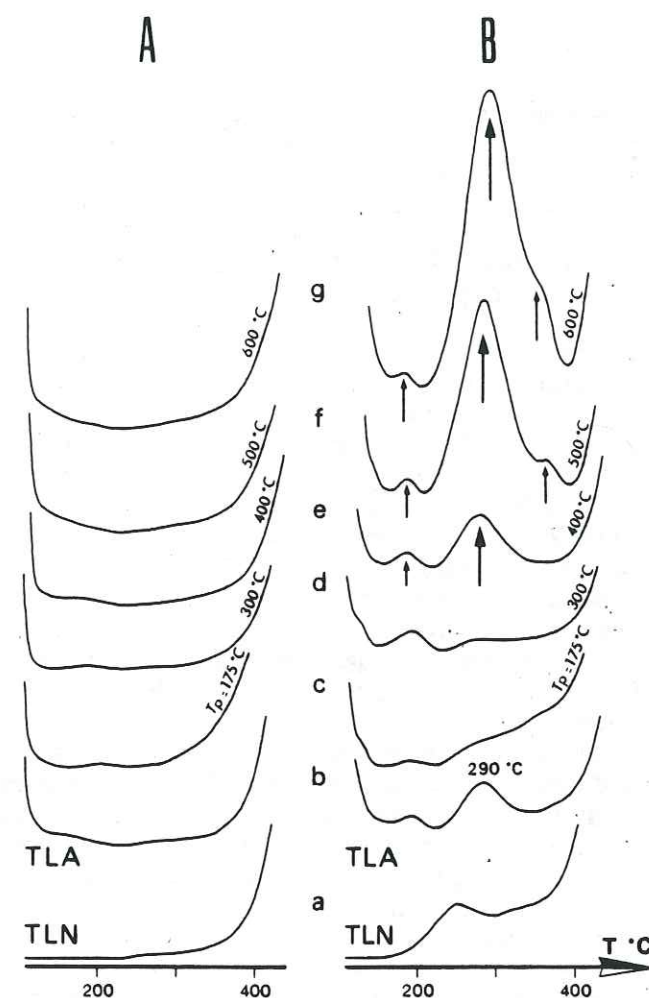


Fig. 37. - Sensibilité sélective du quartz des filons stériles alpins aux conditions de préchauffe des poudres.

Encaissant :

- A. Grès anchizonaux du Champsaur des environs de Dourmillouse (versant nord de la Tête de Gramusat) ;
B. Terme gréseux anchizonal du Flysch des Aiguilles d'Arves (col du Galibier, montagne de Roche Noire).
a. Courbes de TLN ; b. courbes de TLA obtenues après neutralisation thermique de type classique à 500°C, pendant 15 minutes ; c, d, e, f, g. Courbes de TLA obtenues après neutralisation thermique à des températures croissantes : 175°C, 300°C, 400°C, 500°C, 600°C.

Le temps de préchauffe a été fixé à 7 heures.
Noter l'absence d'évolution des courbes dans le premier cas, l'augmentation rapide de l'intensité des émissions lumineuses dans le second, tout particulièrement au niveau du pic de moyenne température (290°C).
Sensibilité du picoampèremètre : $3 \cdot 10^{-8}$ A.

morphique. De fait, aucun lien direct n'a pu être établi entre l'évolution de la TL alpine et son contexte tectono-métamorphique régional, ce qui m'a conduit à envisager une formation tardive-métamorphique des filons mésoalpines, intervenant dans un bâti où la persistance d'un gradient thermique anormalement élevé pouvait avoir eu une durée variable suivant les lieux.

À ce stade de la réflexion, il paraît difficile d'imputer au seul facteur température les variations de TL enregistrées. Mais son intervention semble cependant nécessaire, sinon suffisante, puisque qu'expérimentalement il est susceptible d'enclencher le processus de croissance de certains pics.

L'éventualité d'un contrôle thermique, même limité, des caractères TL du quartz des filons alpins a donc été envisagée en comparant les données de la thermoluminescence à celles de la microthermométrie des inclusions fluides du minéral. Parallèlement ont également été abordés les aspects chimiques du problème. Moyennant un certain nombre d'hypothèses de départ, l'analyse thermooptique des inclusions fluides d'un minéral renseigne en effet sur les conditions physiques et chimiques de sa genèse.

Une série de 22 filons réputés alpins par leurs intensités de thermoluminescence naturelle et artificielle ont été soumis conjointement aux deux méthodes analytiques. Le choix des échantillons a évidemment été dicté par les fluctuations non expliquées de la TL alpine. Ont ainsi été retenus : les filons présentant des intensités de thermoluminescence extrêmes à l'échelle régionale, minimales ($I < 1$ u.a.) et maximales ($I > 10$ u.a.) – ces dernières exceptionnelles au sein du cortège des cristallisations alpines – des filons prélevés sur un même affleurement et qui sont donc censés avoir évolué dans un même environnement thermique, mais qui présentent une TL variable. La nature de l'encaissant, enfin, a guidé mon choix qui s'est fixé, par ordre d'importance décroissante, sur les affleurements paléogènes du Champsaur (7 échantillons) et du Pays des Arves (5 échantillons), sur les socles des massifs cristallins externes (3 échantillons), le Lias-Dogger ultra-dauphinois (3 échantillons), le substratum permo-carbonifère (2 échantillons) et le Flysch noir lutétien (1 échantillon) briançonnais, le Flysch à Helminthoïdes de type Parpaillon (1 échantillon).

• Résultats de l'analyse microthermométrique¹¹.

Ils sont résumés dans le tableau n° 12 donné en annexes. Les inclusions sont très nombreuses, mais de petite dimension : 1 à 30 micromètres, avec

¹⁰ Il faut d'ailleurs remarquer que les fentes à quartz encaissées dans le Verrucano immédiatement sus-jacent ne renferment pas de lawsonite. Le quartz est parfois accompagné, vers le cœur des filons, par de petits cristaux de calcite.

¹¹ Étude réalisée par C. SABOURAUD au Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure.

des valeurs moyennes de 2 à 3 μm . Leur examen est donc délicat. Il s'agit d'inclusions aqueuses biphasées liquide-vapeur, sans dépôt salin. L'analyse des fluides inclus, par passage sur la platine chauffante et réfrigérante, fournit des températures d'homogénéisation comprises entre 100 et 230°C et des températures de fusion du dernier cristal de glace échelonnées entre 0°C et -21°C.

Les températures d'homogénéisation (T_h) moyennes les plus élevées concernent les socles (168/230°C) et, à un degré moindre, les Grès du Champsaur (135-230°C). Dans le Pays des Arves, en Maurienne, T_h est plus faible, qu'il s'agisse de filons encaissés dans les calcschistes mésozoïques ultra-dauphinois (140-145°C) ou dans les conglomérats, les calcschistes et les grès paléogènes (100-150°C). Les valeurs sont à peine plus élevées dans les conglomérats et les rhyodacites anté-triasiques et le flysch paléogène du Briançonnais (135-160°C). L'un des filons analysés, encaissé dans les Grès du Champsaur oriental de la région de Dourmillouse (Cabane de Chichin), montre trois familles d'inclusions dont les températures d'homogénéisation sont décroissantes : 160°C, 75°C, <40°C. Les dernières, très basses, pourraient correspondre à des inclusions scellées très tardivement. Ces valeurs sont dans l'ensemble conformes à celles que fournit la littérature pour les régions voisines :

- Au Sud du Pelvoux (J.-P. GRATIER *et al.*, 1973 ; J. BARLIER *et al.*, 1973 ; J. BARLIER, 1974) :

. 127 à 189,5°C dans le Lias-Dogger du dôme de Remollon ;

. 96 à 220°C dans les Terres noires subalpines méridionales du quadrilatère Die-Nyons-Digne-Barcelonnette ;

. 168-196°C et 198-234°C dans le Paléogène de Saint-André-d'Embrun et dans celui du Lauzanier ;

. 117-221°C dans le Flysch à Helminthoïdes de type Autapie du col d'Allos.

- Au Nord du Pelvoux (J.-P. GRATIER *et al.*, 1973 ; B. POTY *et al.*, 1974 ; D. BERNARD *et al.*, 1977) :

. 132 à 191,5°C dans le Lias du synclinal de Bourg d'Oisans ;

. 180 et 183°C dans le socle des Grandes Rousses (Rampe des Commères et Alpe d'Huez) ;

. 110 à 200°C dans les formations sédimentaires et le socle pelvousien des environs de La Grave ;

. 135,5 à 280°C dans le Lias, le Dogger et l'Hautérivien de la bordure occidentale de Belledonne.

Il n'existe pas de relation entre les températures d'homogénéisation et la zonéographie métamorphique déduite de la cristallinité de l'illite : dans le Champsaur, T_h évolue entre 160 et 230°C au sein des affleurements anchizonaux, entre 135 et 170°C dans les affleurements épizonaux. Les valeurs

restent comprises entre 100 et 150°C dans l'anchizone du Pays des Arves.

L'abaissement cryoscopique, traduit en équivalent pondéral NaCl, conduit à individualiser trois familles significatives de fluides, de faible (0-5%), moyenne (10-15%) et forte (>20%) salinité. Dans les fentes à quartz du Briançonnais et du Flysch à Helminthoïdes, les solutions sont constituées d'eau pratiquement pure.

Les valeurs concernant les salinités sont, en moyenne, plus élevées que celles définies dans les régions limitrophes : 0-7,5% équivalent pondéral NaCl dans le secteur du dôme de Remollon, 1,5-11% dans le synclinal de Bourg d'Oisans, 1,25-6,2% sur la bordure occidentale de Belledonne. De fortes salinités, voisines ou supérieures à 20% équivalent pondéral NaCl, ont cependant été relevées dans le quartz des septaria des Terres noires de la Drôme et du Gapençais, ainsi que dans quelques filons des environs de La Grave, au voisinage du Flysch des Aiguilles d'Arves.

Deux des échantillons analysés présentent des inclusions avec mélange $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$: le premier est un filon à quartz-chlorite du massif de Belledonne (encaissant : granite de Saint-Colomban), le second une fente à quartz-calcite du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon prélevée dans l'Embrunais, en rive droite du torrent du Rabious (La Touisse).

• Thermoluminescence et microthermométrie : comparaison des données analytiques ; discussion.

Divergences. Il n'existe aucun rapport direct entre les intensités globales de TLN et de TLA et la température d'homogénéisation des inclusions fluides du quartz, pas plus qu'il n'en existe entre ce paramètre et le rapport d'intensité I_n/I_a . L'exemple de deux filons (GC 123A et 123B, tableau n° 12) – dont l'un à chlorite – encaissés dans les Grès du Champsaur et prélevés sur un même affleurement de la combe de Narreyroux, est particulièrement significatif. Dans le diagramme (I_n, I_a), ces deux filons sont rejetés aux extrémités inférieure et supérieure du champ des cristallisations alpines (fig. 31, p. 59), alors que leurs températures d'homogénéisation respectives sont équivalentes : 150°C et 160-170°C. À l'opposé, des températures différentes (168°C et 230°C) peuvent correspondre à des intensités et des rapports d'intensité voisins : 4,1/4,9 u.a. pour I_n , 6,0/6,7 u.a. pour I_a , soit des valeurs de l'ordre de 0,6-0,8 pour I_n/I_a (échantillons GR1 et BEL 10A, tableau n° 12 et fig. 31).

Les inclusions des filons alpins étant biphasées liquide-vapeur, sans NaCl solide, leurs fluides devaient être dans le domaine à une phase, donc

homogènes, lors de la cristallisation du quartz. Les températures d'homogénéisation ne sont donc que des températures minimales de formation des inclusions. Elles nous donnent la densité des fluides homogènes. Un correctif prenant en compte la pression des fluides doit être introduit pour évaluer les températures de formation réelles.

Aucun filon étudié ne présente de paragenèse à deux feldspaths alcalins permettant d'utiliser le système chimico-minéralogique à l'équilibre :



selon la méthode mise au point par B. POTY *et al.* (1974), d'après les travaux expérimentaux de J. WYART et G. SABATIER (1956), P.M. ORVILLE (1963) et J.J. HEMLEY (1967). L'évolution isochore des fluides dans le système $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ (G.G. LAEMMLEIN et P.V. KLEVTSOV, 1961) a donc été utilisée. Cette méthode suppose qu'un fluide de densité déterminée, à pression et température donnée, est piégé dans une inclusion étanche dont on estime le volume invariable. La masse du fluide restant constante dans un système fermé, sa densité d'origine demeurera inchangée et évoluera dans un diagramme P/T le long d'une courbe isochore. La détermination des températures de formation des inclusions nécessite donc la connaissance des pressions et vice-versa.

Une approche barométrique a été tentée par recoupement des analyses des phengites du socle pelvousien et de sa couverture sédimentaire avec les données déduites de la présence de minéraux du faciès zéolite dans les Grès du Champsaur. P. SALIOT (communication écrite) avance les conditions P/T suivantes : 300°C/1500 bars pour la partie méridionale du socle pelvousien, 200-260°C/1000-500 bars pour la bordure sédimentaire de ce socle, 260°C/2500 bars pour les écaïles de Réotier. Ces conditions seraient réalisées après le Priabonien.

B. POTY *et al.* (1974) proposent, pour la partie méridionale du socle des Grandes Rousses (Alpe d'Huez), une cristallisation des fentes à quartz à 335°C sous 1700 bars, en fonction de la mesure du rapport K/Na des fluides supposés en équilibre avec l'orthose et l'albite.

Les températures de formation (T_f) des inclusions ont été calculées à partir de ces données, en raisonnant avec une pression moyenne de 1 kb correspondant à un recouvrement de l'ordre de 3,3 km si l'on corrèle directement la pression des fluides et la charge lithostatique. Cette valeur implique la présence des nappes penniques au-dessus des formations paléogènes dans des régions comme le Champsaur et le Pays des Arves. En ce qui concerne les cristallisations du socle ou du Mésozoïque ultra-dauphinois, la majeure partie de la charge peut être attribuée à la couverture sédimen-

taire normale épaissie par le plissement et par les redoublements tectoniques, le matériel pennique venant en complément.

À titre indicatif, signalons que J.-P. GRATIER *et al.* (*op. cit.*), évaluent à un peu moins de 2000 mètres l'épaisseur de la couverture mésozoïque actuelle du Pelvoux, auxquels il faut ajouter 500 à 600 mètres, au moins, de matériel paléogène sur le revers oriental du massif.

Les températures de formation obtenues évoluent de 175°C, pour des fentes à quartz prélevées dans le Flysch des Aiguilles d'Arves du col du Galibier, à 320°C pour un filon du granite de Saint-Colomban (Belledonne). Elles sont de l'ordre de 220 à 250°C dans les calcaires et les calcschistes liasiques, dans les conglomérats et les calcschistes paléogènes ultra-dauphinois de Maurienne, de 230-320°C dans les Grès du Champsaur oriental. Dans cette formation, les valeurs les plus fortes (280-320°C) concernent un filon prélevé dans le torrent de Chichin, non loin du contact socle-couverture du bord occidental de la boutonnière de Dourmillouse (tableau n° 12).

L'introduction du correctif "pression" n'apporte aucun élément nouveau en ce qui concerne l'existence de relations éventuelles entre la thermoluminescence et la température de formation des fentes à quartz : la variabilité des intensités de TL est indépendante des valeurs obtenues.

Ces résultats peuvent être diversement commentés et trois hypothèses de travail dégagées.

La première hypothèse de travail consiste à considérer ce résultat négatif comme une preuve de l'absence de lien direct entre la thermoluminescence et le contexte tectono-métamorphique régional, notamment le climat thermique. Cette hypothèse va dans le sens d'une cristallisation tardimétamorphique du quartz filonien, mais ignore les données d'ordre méthodologique relatives aux expériences de préchauffe.

On peut, en second lieu, considérer que les températures calculées n'ont qu'un lointain rapport avec les températures de formation réelles des inclusions. Les causes peuvent être diverses :

. Les deux postulats qui conditionnent l'utilisation des inclusions fluides en géothermométrie – à savoir l'identité entre le fluide piégé et la solution mère et l'invariance des caractères physico-chimiques des fluides postérieurement à la formation des inclusions – peuvent être discutés. L'étude des salinités montrera que les inclusions de quelques filons ont probablement été contaminées tardivement.

. Le choix d'une pression uniforme de 1 kb, imposé par l'état actuel des connaissances, est également discutable. Le climat barométrique était

certainement moins homogène sur l'ensemble du domaine étudié, et rien ne permet d'affirmer que la formation des inclusions se soit effectuée sans variation de pression à l'échelle du filon. J. MULLIS (1976) note d'ailleurs, au sein d'une même fente à cristaux de quartz du Val d'Iliez, des variations barométriques croissantes, puis décroissantes, de 300 bars et 70-1200 bars, au cours de la cristallisation de deux générations successives de quartz.

Il est enfin possible d'invoquer l'effet des déformations et des phénomènes de solution-cristallisation syn- et post-génétiques sur les caractères microthermométriques originels des inclusions fluides. R. KERRICH (1976) montre que les cavités sont repoussées vers les limites des sous-grains, qu'elles soulignent, lors de la mise sous contrainte des filons. Il observe, au sein d'un même filon, des températures d'homogénéisation plus élevées dans les parties recristallisées que dans les domaines non déformés, ce qui entraîne des valeurs anormales. L'extinction onduleuse ou en "dentelles" du minéral, la présence de lamelles de Boehm et de plages recristallisées, sont des indicateurs du réarrangement intracristallin de la matière impliquant des mécanismes de fracturation-dissolution-cristallisation et de dislocation par glissement. Or, dans les filons alpins, le quartz présente au moins la première de ces figures optiques ; l'existence des autres figures est moins systématique.

La troisième hypothèse, que je retiendrai, prend en compte les résultats exposés ci-dessus et les données expérimentales dégagées de l'étude méthodologique. Elle considère les températures de formation des fentes alpines comme un facteur non négligeable dans l'acquisition des caractères TL du quartz filonien, mais insuffisant pour engendrer, seul, des imperfections physiques et chimiques nettement diversifiées. Les températures d'homogénéisation et de formation enregistrées ou calculées sont d'ailleurs relativement faibles et leur variabilité limitée : 130 à 145°C.

En tout état de cause, seule la définition des températures de cristallisation réelles permettrait de lever l'ambiguïté et de définir avec précision le rôle du gradient thermique dans l'acquisition des propriétés TL du quartz des filons alpins.

Convergences. Le rapport d'intensité I_n/I_a varie entre 0,15 et 4,07 sur l'ensemble des 22 filons des abords du Pelvoux soumis à la double analyse par thermoluminescence et par microthermométrie. Dans le domaine alpin externe l'évolution de ce rapport est corrélable avec la salinité des fluides piégés dans les inclusions, pour une majorité de filons. I_n/I_a croît régulièrement avec le pourcentage de sels dissous traduit en équivalent pondéral NaCl (fig. 38). Les deux variables sont liées par une loi de probabilité

normale : la ligne de régression de x (NaCl % poids) en y (I_n/I_a) est linéaire, le coefficient de corrélation R - calculé sur 13 échantillons - est égal à 0,98, donc significativement différent de 0 (R. MURARD, 1960).

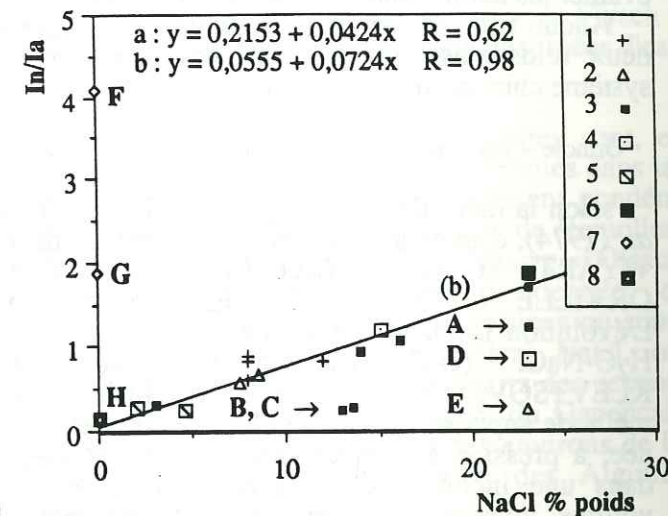


Fig. 38. - Évolution du rapport I_n/I_a de thermoluminescence de filons de quartz stériles des domaines alpins externe et interne en fonction de la salinité des inclusions fluides.

Encaissant :

1. Massifs cristallins externes ; 2. Mésozoïque ultra-dauphinois ; 3. Grès du Champsaur oriental ; 4, 5, 6. Paléogène du Pays des Arves (termes conglomératique, "schisteux", gréseux) ; 7. Briançonnais ; 8. Flysch à Helminthoïdes.

A, B, C, D, E : filons du domaine alpin externe à générations d'inclusions multiples, ou localisés près des évaporites du Trias, qui ne suivent pas la loi de probabilité liant la salinité et le rapport I_n/I_a ;

F, G, H : filons à salinité nulle du domaine interne (Explications dans le texte).

- a. Équation de la droite de régression linéaire calculée pour la totalité des filons de la zone alpine externe (coefficient de régression $R = 0,62$) ;
- b. Droite de régression linéaire calculée et tracée pour les filons de la zone alpine externe qui suivent strictement la loi de probabilité liant NaCl et I_n/I_a ($R = 0,98$).

Les teneurs en sels sont elles-mêmes liées à la nature de l'encaissant : elles sont faibles dans les formations à dominante argileuse (2 à 5% dans le terme "schisteux" du Paléogène arvinche et les alternances argilo-silteuses basales des Grès du Champsaur oriental, 5 à 10 % dans les calcschistes

mésozoïques ultra-dauphinois de Maurienne), plus fortes dans les formations à dominante détritique grossière (15-16% dans le conglomérat de base du Paléogène arvinche, 12 à 16% et plus dans le flysch gréseux sommital de ce même Paléogène et dans les Grès du Champsaur). La liaison entre la salinité et l'encaissant explique le fait que les pourcentages obtenus ici soient supérieurs à ceux de la littérature qui concernent surtout des cristallisations du socle et du Mésozoïque dauphinois : les filons analysés sont dans l'ensemble encaissés dans des matériaux au détritisme accentué.

L'existence d'une corrélation entre I_n/I_a et la salinité des inclusions fluides peut avoir deux significations : soit les teneurs en sels régissent directement l'apparition de niveaux de pièges caractéristiques influant sur les valeurs du rapport I_n/I_a , soit les deux caractères - salinité et thermoluminescence - obéissent à des mécanismes d'acquisition communs.

La relation établit, à mon sens, l'influence de la composition chimique de la phase fluide sur les caractères TL du quartz liés à l'intensité relative de ses émissions naturelle et artificielle (J.-P. IVALDI, 1979).

Malgré l'importance de son rayon ionique (0,97 Å), le sodium est d'ailleurs rangé parmi les activateurs de la thermoluminescence du quartz (cf. 1ère partie, § 2.2.1, p. 17).

Les sept filons qui ne suivent pas la loi de probabilité liant NaCl et le rapport I_n/I_a présentent, chacun, des particularités :

Dans le domaine alpin externe, il s'agit de filons à générations d'inclusions multiples ou localisés près des évaporites du Trias. Dans le premier cas (GC 128A, tableau n° 12 ; fig. 38, A), la corrélation entre les deux variables réapparaît si l'on raisonne avec une salinité moyenne établie sur les différentes générations d'inclusions. Dans le second cas, aucun artifice ne permet le rétablissement de la corrélation entre NaCl et I_n/I_a . Les filons "discordants" se situent à l'avant du front d'érosion des écaïlles mésozoïques subbriançonnaises de Vallouise, lesquelles chevauchent les Grès du Champsaur nord-oriental par l'intermédiaire de gypses et de dolomies triasiques (GC 123A et GC 85C ; fig. 38, points B et C), ou au contact direct des évaporites de la zone ultra-dauphinoise en Maurienne (FAA 7C et JUD 4). Le filon FAA 7C (fig. 38, D), qui présente deux familles d'inclusions à salinité différente (16 et 23% équivalent pondéral NaCl), est encaissé dans le Paléogène conglomératique de Villardclément, lequel chevauche le Cristallin du Rocheray par l'intermédiaire d'une épaisse semelle de gypse et d'anhydrite. À l'aplomb du prélèvement, des

travaux de reconnaissance EDF ont recoupé à plusieurs reprises le Trias au-delà du contact Lias-Paléogène. Le filon JUD 4 (fig. 38, E) a été prélevé dans les marnes aaléniennes du ravin de la Ravoire, qui supportent 300 mètres de gypses, de cargneules, de calcaires dolomitiques et d'argilites constituant la base des unités ultra-dauphinoises charriées, à flysch paléogène. L'absence de corrélation est, dans ce cas, flagrante : les salinités dépassent 23 % pour un rapport I_n/I_a égal à 0,24.

Plusieurs causes peuvent être à l'origine des salinités exceptionnellement élevées :

Prise en compte d'un grand nombre d'inclusions tardives à teneurs en sels plus élevées que les inclusions primaires. Mais l'augmentation des salinités dans les générations successives d'inclusions est loin d'être vérifiée. B. POTY *et al.* (*op. cit.*) constatent le phénomène inverse dans les fentes à quartz des massifs cristallins externes des Alpes occidentales et centrales, ce que vérifie le filon GC 128A du Champsaur.

Abaissement cryoscopique provoqué par le chlorure de sodium, mais aussi par la présence de sels de potassium, de calcium ou de magnésium. Bien que NaCl soit, de très loin, le sel le plus fréquemment dissous dans les solutions aqueuses, les fluides naturels sont en fait plus complexes que le système simple H_2O -NaCl. Seule une analyse chimique des inclusions fluides par activation neutronique permettrait de doser Na, K, Ca et Mg, et de faire la part de chacun des chlorures dissous.

Contamination *per descensum/per ascensum* tardive des filons, à partir des formations à évaporites du Trias, réalisée par percolation des eaux météoriques lessivant ce Trias, ou par circulation de fluides chargés en chlorures libérés après déshydratation directe des gypses lors de la mise sous contrainte du bâti alpin. Cette hypothèse est la plus vraisemblable. L'enrichissement des inclusions fluides en sels dissous à l'approche des sédiments évaporitiques a fréquemment été constatée dans les Alpes (J.-P. GRATIER *et al.*, 1973 ; D. BERNARD *et al.*, 1977 ; P. SALIOT, 1978). Son adoption implique que la contamination soit intervenue après l'acquisition, par le quartz, des propriétés intracristallines qui déterminent la valeur du rapport I_n/I_a . Elle remet en cause, pour les filons ne suivant pas la loi de probabilité dégagée, le caractère invariant de la composition chimique des fluides après leur capture.

Le diagramme de la figure 38, utilisé comme abaque, permet d'évaluer les teneurs en sels originelles des inclusions : ces teneurs devaient s'élever à 2-3% pour les filons GC 123A et JUD 4 (B et E), à 4% pour le filon GC 85 C (C), 10-11% pour le

filon FAA 7C (D) et 15-16% pour l'échantillon GC 128 A (A). Ces valeurs sont par ailleurs en bon accord avec la relation qui lie la salinité et la nature de l'encaissant.

L'existence de filons présentant de fortes salinités et des rapports I_N/I_A élevés montre que la contamination des inclusions n'est pas systématiquement tardive, bien que toujours liée à la présence voisine du Trias : les cristallisations de la combe de Narreyroux (GC 121 et GC 123B) ou du Galibier (FAA 40A) en sont l'illustration. En poussant le raisonnement, il est alors possible d'utiliser la relation liant la thermoluminescence et la microthermométrie pour "caler", dans une région donnée, la formation des fentes à quartz par rapport au cheminement des unités chevauchantes à semelle évaporitique : dans le cas de résultats concordants entre les deux méthodes analytiques, de faibles salinités seront l'indice d'une formation antérieure à la mise en place des nappes, de fortes salinités l'indice d'une formation synchrone ou postérieure ; dans le cas de résultats discordants, des rejeux tectoniques tardifs et une réouverture du système chimico-minéralogique devront être invoqués pour expliquer les contaminations.

Le mécanisme de convection des fluides supergènes adopté permet également d'expliquer l'existence de pourcentages de NaCl non négligeables dans les filons alpins du socle (8 à 14%), le Trias sus-jacent fournissant les quantités de sodium et de chlore nécessaires. Des valeurs de 8% équivalent pondéral NaCl sont fréquentes dans les massifs cristallins externes : elles ont également été observées dans les inclusions de deux filons stériles alpins de l'Argentera qui vérifient chacun la loi de probabilité liant NaCl et I_N/I_A .

Le schéma explicatif proposé pour les fentes alpines du domaine alpin externe ne s'applique pas systématiquement aux rares filons prélevés dans le domaine interne. Les teneurs en sels sont nulles dans les inclusions des filons encaissés dans les rhyodacites antétriasiques du Guil (fig. 38, F), le flysch noir lutétien de Guillestre (G) et le Flysch à Helminthoïdes du Rabious (H). Doit-on y voir la marque d'un environnement lithologique et structural différent, ou l'existence de conditions de cristallisation particulières ? L'argument lithologique peut, à la rigueur, être retenu pour les fentes du Guil, mais certainement pas pour celles encaissées dans le flysch noir lutétien de Guillestre, lequel est somme toute assez proche des flyschs externes. L'absence totale de sels choque, surtout lorsqu'on établit une comparaison avec les socles des massifs cristallins externes, et ceci d'autant plus que le Trias gypseux n'est pas absent de l'environnement des filons concernés. Dans le cas du filon encaissé dans le Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon, la

teneur en sels, nulle, est cependant en accord avec la valeur du rapport I_N/I_A (0,15).

La présence de gaz carbonique dans deux des filons analysés doit être remarquée. Ce fluide, qui est généralement l'un des mieux représentés dans les inclusions après l'eau, n'a été rencontré que dans le massif de Belledonne et dans le Flysch à Helminthoïdes.

Dans les massifs cristallins externes, B. POTY (1969) et P. SALIOT (1978) expliquent sa présence par le processus suivant : décarboxylation de formations carbonatées par percolation de fluides, préconcentration du CO_2 par hausse du climat thermique et perte d'eau lors d'un épisode métamorphique, concentration finale par chute de la pression et de la température provoquant, au niveau des fissures, la démixtion du mélange $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ lors de la remontée du bâti.

Dans le cas du Flysch à Helminthoïdes, ce mécanisme est difficilement envisageable. Où trouver l'épaisseur de matériaux susceptible d'avoir provoqué, avec la déformation, une élévation importante du régime thermo-barométrique ? La présence de CO_2 dans les fentes à quartz de l'Embrunais doit être rapprochée de l'observation effectuée par P. SALIOT (1978) à propos des phengites de la klippe de Flysch à Helminthoïdes suprabriançonnaise de Furfande. La substitution phengitique indique, pour ce matériel, des conditions P/T de 3500 bars/200°C lors du métamorphisme mésoalpin, ce qui est peu compatible avec l'évolution structurale des flyschs allochtones actuellement admise.

d. Intégration des variations du rapport I_N/I_A sur le domaine sud et nord-pelvousien.

Les intensités globales de TLN et de TLA établissent, par leur faible développement et leur grande stabilité, la spécificité de la TL alpine à l'échelle de l'orogène. Elles permettent, régionalement, l'identification des filons de quartz stériles alpins, quel que soit leur environnement lithostratigraphique et structural. Le rapport de leurs valeurs est le seul paramètre TL dont les variations aient reçu une explication rationnelle. Replacées dans leur contexte régional, les valeurs du paramètre I_N/I_A voient leur distribution obéir à des règles précises qui sont fonction de la distance au socle des filons : elles sont faibles dans les complexes cristallins et le sédimentaire immédiatement sus-jacent, fortes lorsque l'épaisseur du recouvrement sédimentaire augmente. Deux faits remarquables doivent être soulignés : les variations sont graduelles ; les valeurs minimales sont atteintes à la base de la couverture et non dans les socles eux-mêmes où le rapport – et donc les salinités – subissent une hausse certes modérée, mais systématique.

Tous filons alpins confondus, sans prise en considération des quatre coupures établies sur la base des températures apparentes des pics de thermoluminescence, I_N/I_A est voisin de 1 à l'approche des Grandes Rousses ; il tend vers 0,5 près du Pelvoux, de la boutonnière de Dourmillouse et du rameau externe de Belledonne, chute à 0,2 aux abords du rameau interne du même massif, du Cristallin du Rocheray-Grand Châtelard et de la boutonnière du Fournel. À l'opposé, le rapport devient rapidement supérieur à 1 dans la partie moyenne puis sommitale des complexes détritiques paléogènes : autour du lobe d'Orcières et en direction de Freissinières, de l'Argentière et de Vallouise dans le Champsaur oriental, vers le Galibier et le haut du vallon des Aiguilles dans le Pays des Arves. Là, le conglomérat de base tertiaire dépasse, à lui seul, 600 mètres de puissance ; il surmonte un Mésozoïque épais, redoublé par de nombreux accidents tangentiels. I_N/I_A avoisine et dépasse 2 dans de nombreux matériaux du domaine pennique : flysch lutétien de Guillestre, Schistes lustrés du Queyras et du Fréjus. Dans ces matériaux, la corrélation avec la salinité s'efface brutalement. La fenêtre aval du Guil résume à elle seule les variations verticales du paramètre qui chute régulièrement lorsqu'on s'enfonce dans la couverture normale du substratum briançonnais : 2,45 dans les calcschistes du Crétacé supérieur-Paléocène, 1,25 dans les quartzites werféniens, 1,05 dans les conglomérats du Verrucano. I_N/I_A remonte ensuite au-dessus de 1,5 dans les rhyodacites, où sa valeur moyenne s'établit à 2,4 avec un maximum de 4,07 atteint au cœur même des volcanites.

À l'échelle régionale, les lignes isofactes du rapport I_N/I_A se moulent ainsi sur les principaux massifs cristallins et s'invaginent en direction des émergences discontinues de socle en pays sédimentaire (fig. 39). Dans le Champsaur, le dessin général des lignes isofactes, axé N-S à NNW-SSE se moule sur le Pelvoux. Les invaginations couvrent les deux boutonnières du Fournel et de Dourmillouse, puis s'incurvent nettement vers le Sud-Est en direction de la fenêtre du Couleau, de Réotier et du Plan de Phasy ; les lignes isofactes recoupent alors indifféremment les écaillés parautochtones de Ville-Vieille, le flysch subbriançonnais de Saint-Clément et les masses charriées de Flysch à Helminthoïdes du Rabious.

En Maurienne, les mêmes lignes isofactes dessinent une enveloppe dont la direction est voisine de celle du Champsaur et qui recoupe obliquement le massif de Belledonne. On notera que l'axe de symétrie de la structure lobée est décalé vers le Sud par rapport au Cristallin du Rocheray ; il est oblique vers l'Est à l'approche des unités penniques et prend alors la direction de la vallée de l'Arc.

Le paramètre I_N/I_A permet de rejoindre, par les aspects de sa distribution régionale, l'un des

éléments de la discussion relative à l'existence d'un contrôle tectono-métamorphique éventuel de la TL alpine, à savoir la présence de courbes de TLA à pic de moyenne température anormalement développé dans le sédimentaire des abords des socles. Les deux phénomènes interviennent conjointement, quelle que soit la nature du contact – stratigraphique ou tectonique – entre le socle et les sédiments surincombants, ce qui constitue un argument supplémentaire en faveur d'une formation tardi-métamorphique des filons alpins.

Quelle interprétation globale peut-on donner des variations de ces caractères TL et de leurs relations avec l'interface socle-couverture ?

Dans le domaine externe, l'hypothèse d'un contrôle chimique de la thermoluminescence des filons de quartz alpins peut être avancée sur la base de la corrélation établie entre le rapport I_N/I_A et les teneurs en sels des fluides piégés dans les inclusions. Comment expliquer alors l'évolution régulière des salinités dans les formations sédimentaires et dans les socles, qui traduit un appauvrissement progressif des fluides en sels dissous vers la base de la couverture et un réenrichissement de ces mêmes fluides dans le Cristallin ? Les semelles gypseuses des unités internes et les évaporites triasiques autochtones ou décollées peuvent être considérées comme pourvoyeuses de sodium et de chlore. Les premières permettent d'expliquer les fortes salinités enregistrées dans les parties hautes de la couverture, les secondes les teneurs non négligeables des filons alpins dans les socles. Reste l'appauvrissement. Par percolation, les fluides riches en NaCl gagnent les parties basses de l'empilement sédimentaire, leur composition chimique se modifie graduellement, entraînant un changement des caractères TL du quartz des filons en cours de formation. Un climat métamorphique prograde du haut de la couverture vers sa base pourrait être le moteur de la variation du chimisme des fluides. Des travaux récents montrent que la présence ou l'absence d'hydrocarbures lourds, de méthane, de gaz carbonique, dans les inclusions, dépendraient du degré de métamorphisme, dans les Alpes (J. TOURET, 1980). L'albite cristallise dans l'anchizone et dans l'épizone barroviennes, et le minéral est un gros utilisateur de soude. Il fait partie de la paragenèse d'un grand nombre de filons analysés. L'appauvrissement des fluides en sels s'expliquerait alors par une cristallisation de plus en plus importante de l'albite vers la base de la couverture. Ce schéma séduisant, qui fait intervenir la composition chimique de la phase fluide subordonnée aux variations des facteurs thermobarométriques du métamorphisme, se heurte aux zonéographies métamorphiques actuelles des régions considérées. Ces zonéographies ne s'articulent apparemment pas autour des émergences

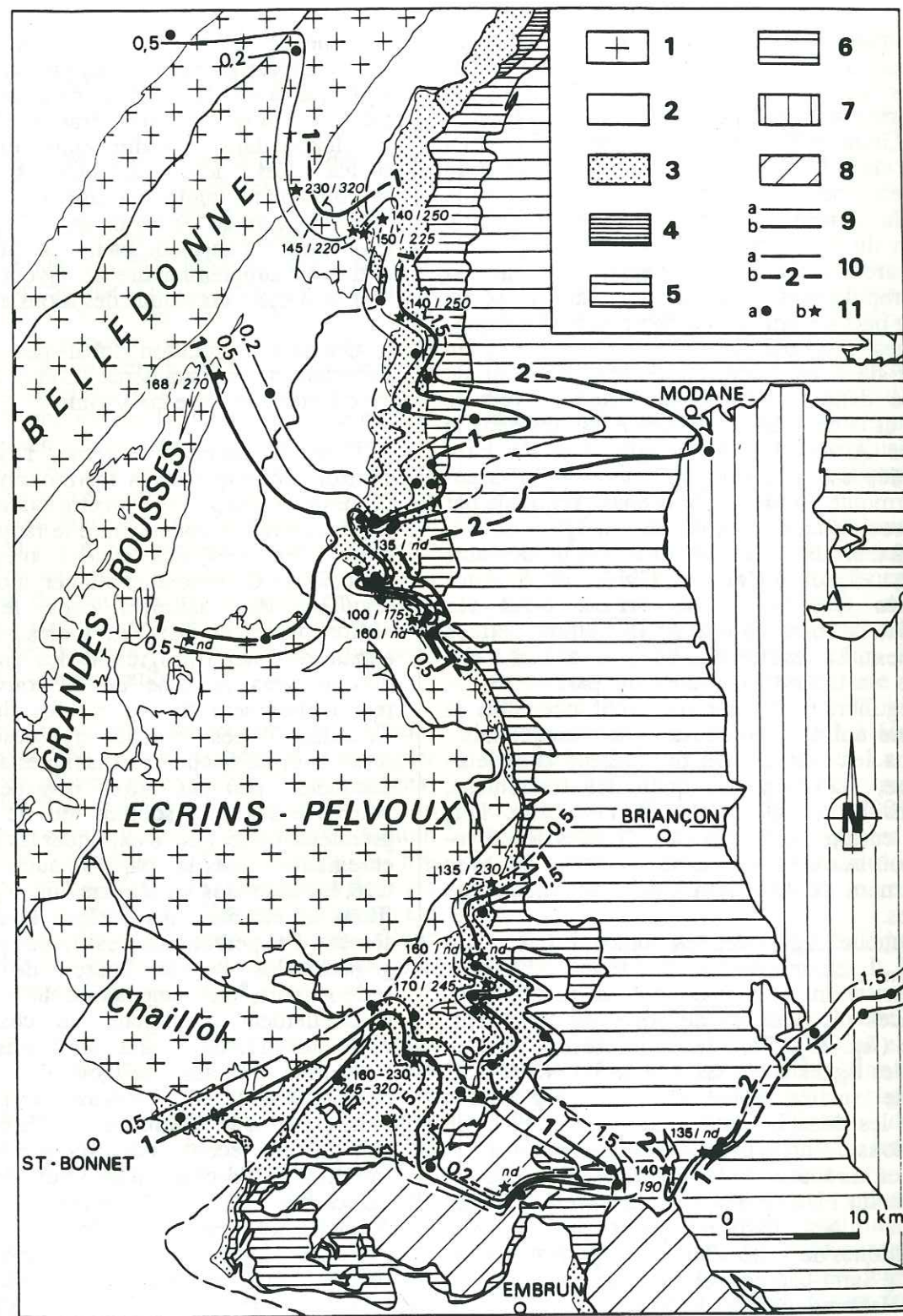


Fig. 39. - Lignes isofactes du rapport I_n/I_a des filons de quartz stériles alpins sur le domaine pelvousien et ses abords, entre l'Embrunais et la Maurienne.

1. Cristallin externe et tégument permo-carbonifère ; 2. Mésozoïque dauphinois s.l. ; 3. Paléogène dauphinois et/ou unités ultradauphinoises et "intermédiaires" à Paléogène marin ; 4. Valaisan ; 5. Subbriançonnais ; 6. Briançonnais ; 7. Domaine piémontais ; 8. Nappes de Flyschs à Helminthoïdes ; 9. Contacts stratigraphiques (a), tectoniques (b) ; 10. Lignes isofactes du rapport I_n/I_a , avec valeur du paramètre ; 11. Sites de prélèvement avec analyse TL simple (a), doublée d'une analyse thermo-optique (b). Les chiffres droits et obliques indiquent respectivement les températures d'homogénéisation et de formation supposées des inclusions fluides des filons de quartz (T_h et T_f sont données en °C ; nd = T_h et/ou T_f non définies).

cristallines. Elles traduisent l'existence d'un métamorphisme prograde d'Ouest en Est, avec passage de l'anchizone à l'épizone selon une limite spatialement fluctuante, mais toujours orientée NNW-SSE dans l'Embrunais, le Champsaur et le Pelvoux. Les isogrades barroviennes sont sécantes sur les limites structurales. Seule la répartition de la prehnite et de la pumpellyite paraît influencée par le noyau pelvousien sur le schéma zonéographique proposé par R. CABY *et al.* (1978), à partir des associations minérales typomorphes correspondant au pic de culmination barométrique du métamorphisme mésoalpin.

L'influence thermique des massifs cristallins externes sur les températures d'homogénéisation des filons alpins, décrite par D. BERNARD *et al.* (1977) dans le synclinal de Bourg d'Oisans et les formations sédimentaires du revers nord du plateau d'Emparis, constitue par contre un argument positif. Mais ce phénomène n'apparaît pas nettement à la faveur des températures d'homogénéisation ou de formation supposées des filons alpins analysés. Si les valeurs enregistrées sur les filons du socle sont effectivement parmi les plus élevées, la relation n'est pas aussi rigoureuse dans la couverture sédimentaire : on relève de fortes températures d'homogénéisation (180-230°C) et de formation (280-320°C) dans les grès des abords de la boutonnière de Dourmillouse en Champsaur, mais aussi des valeurs plus faibles ($T_h = 160^\circ\text{C}$; $T_f = 245^\circ\text{C}$), et ceci sur un même affleurement. Dans la boutonnière du Fournel, les températures ne sont pas plus élevées ($T_h = 170^\circ\text{C}$; $T_f = 245^\circ\text{C}$) ; elles sont encore plus faibles dans le vallon du Bouisset, en bordure du Pelvoux proprement dit ($T_h = 135^\circ\text{C}$; $T_f = 230^\circ\text{C}$).

Dans le Pays des Arves, les valeurs sont toutes très proches ($T_h = 135-150^\circ\text{C}$; $T_f = 220-250^\circ\text{C}$), à l'exception d'un filon du Galibier ($T_h \approx 100^\circ\text{C}$), et il ne se dégage rien de bien significatif. La relation des températures d'homogénéisation et de formation au socle paraît plus correspondre à une tendance qu'à une règle stricte. Dans ce cas d'ailleurs, une triple corrélation entre la thermoluminescence, la salinité et les températures apparaîtrait à l'échelle du filon.

La multiplicité des arguments positifs ou négatifs, la diversité des composantes géologiques régionales ne permettent pas, actuellement, de trancher le débat. L'effet thermique du socle, par exemple, ne peut s'être exercé régulièrement et uniformément sur toute la périphérie du Pelvoux, compte tenu de l'épaisseur très variable du recouvrement sédimentaire du massif au Paléogène.

Il n'en demeure pas moins qu'un contrôle chimique seul de la thermoluminescence, sans intervention de la température, paraît difficilement envisageable. Dans un cristal réel les imperfections physiques ou chimiques naissent sous l'effet de l'agitation thermique qui provoque, selon l'amplitude de ses vibrations, le déplacement permanent

d'un ou plusieurs éléments de la maille, ou l'ouverture du réseau, avec possibilité de piégeage d'impuretés extérieures au système cristallin.

La distribution des valeurs du rapport d'intensité de thermoluminescence naturelle et artificielle sera donc attribuée, dans le domaine alpin externe, aux variations de la composition chimique des fluides supergènes percolant à l'intérieur du bâti alpin, elle-même largement influencée par la présence ou l'absence d'évaporites, la lithologie de l'encaissant et probablement guidée par le climat thermique ambiant.

Le phénomène peut donc se résumer à un double effet "Trias+socle" sur les fluides aqueux. Le rôle prépondérant de l'eau dans les processus de cristallisation du quartz (D.T. GRIGGS et J.D. BLACIC, 1965 ; B.E. HOBBS, 1972), est une nouvelle fois souligné, de même que celui des saumures (A. WEISBROD *et al.*, 1976).

Dans le Briançonnais, le caractère singulier des fluides inclus rend ce modèle explicatif inadéquat, sans qu'il soit possible d'en proposer un autre, compte tenu du nombre trop restreint de filons analysés par la microthermométrie.

La carte des isofactes du rapport I_n/I_a devra être complétée, affinée, au cours de recherches ultérieures, puis comparée aux futurs schémas zonéographiques du métamorphisme mésoalpin.

3.2.3 - Éléments de datation des filons de quartz stériles alpins.

F. LEUTWEIN *et al.* (1970) ont daté, radiométriquement, par méthode K/Ar et Rb/Sr, les minéraux des fentes alpines du granite du Mont-Blanc. Les âges obtenus sur des muscovites et des orthoses adulaires se répartissent en trois groupes : quelques âges aberrants supérieurs à 100 millions d'années, un âge de 40 MA, des valeurs échelonnées entre 18,3 et 13,4 MA. Le degré de précision des mesures est de l'ordre de 2 à 3 MA en moyenne. Les valeurs les plus faibles, qui sont les plus fréquentes, ont été retenues par les auteurs, lesquels datent ainsi la formation des cavités à cristaux du socle savoyard d'environ 15 MA. Ce résultat, qui concerne la seule partie septentrionale des Alpes occidentales, cadre mal avec la présence de paragenèses et de minéraux du métamorphisme alpin dans les galets et les cortèges de minéraux lourds des molasses et des conglomérats tertiaires péri-alpins :

- pumpellyite associée à l'albite et à la chlorite ou à la lawsonite, assemblage lawsonite-amphibole bleue au sein de galets de diabases et de gabbros des conglomérats de l'Oligocène inférieur de Saint-

Lions et de Clumanc, dans les Alpes de Haute-Provence (J.-C. CHAUVÉAU et M. LEMOINE, 1961 ; P. C. DE GRACIANSKY *et al.*, 1971) ;

- lawsonite dans les galets de la molasse miocène de Voreppe, près Grenoble (J. BOCQUET, 1966 et 1974) ;

- glaucophane *s.l.* dans l'Aquitainien de Haute-Savoie, le Burdigalien de Savoie et du Bas-Dauphiné (G. LATREILLE, 1969).

J. BOCQUET a tenté, sans succès, de dater par la méthode K/Ar les chlorites du métamorphisme alpin.

Des essais effectués en collaboration avec H. BELLON sur les chlorites des fentes à quartz des socles de l'Argentera, du Pelvoux, des Grandes Rousses, de Belledonne et du Paléogène du Pays des Arves, sont restés sans résultat en raison de l'absence totale de potassium dans les phyllosilicates analysés et de la présence systématique de calcite dans les paragenèses. L'analyse aux rayons X révèle, d'autre part, le caractère amorphe de ces chlorites alpines.

À défaut de datation directe, la formation des filons alpins a donc été située dans le temps par l'âge de leur encaissant et par celui des formations détritiques les remaniant. Les quatre sous-types de courbes alpines, reconnus et définis entre l'Embrunais et la Maurienne, ont été systématiquement recherchés dans les dragées de quartz des principaux conglomerats tertiaires des Alpes occidentales.

3.2.3.1 - Conglomerats des abords du Pelvoux.

Les sous-types 1, 3 et 4 sont représentés dans la Nagelfluh stampienne du Dévoluy. Des formes très proches du sous-type 4 existent dans le conglomerat de base du Paléogène du Champsaur.

a. La Nagelfluh du Dévoluy.

Cette formation renferme, à côté d'éléments d'origine locale tels que des silex et des calcaires attribuables au Sénonien, un cortège varié de roches provenant des zones alpines internes. Il s'agit des éléments exotiques de P. LORY, dans lesquels il est possible de reconnaître des jaspes et des phanites, des brèches de pillow éclatés, des albitophyes, des grès et des microconglomerats dont le faciès rappelle le Verrucano, des grès quartzites et des grès micacés à grain fin, des migmatites. De nombreuses dragées de quartz, dont certaines à calcite et chlorite, complètent le stock conglomeratique.

L'analyse TL de 50 dragées, prélevées dans cinq sites différents de l'aire synclinale de La Cluse-

Montmaur - torrent de Sigaud, château de Terrail, Montmaur, La Montagne, Rif Lauzon - révèle que 98 % du matériel filonien de la Nagelfluh provient du remaniement des fentes alpines (fig. 40 et tableau n° 15). Les 2% restant concernent des matériaux caractéristiques du socle pelvouxien : les courbes de thermoluminescence du quartz de ces dragées sont identiques à celles des exsudats anté-alpins encaissés dans les micaschistes du complexe volcano-sédimentaire du Vieux-Chaillol (vallée de la Séveraissette). Parmi les dragées alpines, 10% peuvent être rattachées au sous-type 1 reconnu sur la totalité du domaine alpin externe et dans la superstructure des zones internes, 50% au sous-type 3 défini à partir des exsudats et des filons sécants des Schistes lustrés, 14% au sous-type 4 limité au substratum Briançonnais et aux socles des massifs cristallins externes ; 24% des dragées de quartz n'ont pu être classées dans l'un quelconque des quatre sous-types en raison de leur très faibles intensités de TL et de l'indétermination concomitante des températures apparentes des pics.

La Nagelfluh est actuellement considérée comme un équivalent latéral des molasses rouges et vertes, dans le Dévoluy. La présence de *Ronzoherium* dans ses termes de base (P. GIGOT, communication orale) date la formation du Stampien inférieur, ce qui est en accord avec l'âge également stampien des marnes rouges du synclinal d'Agnières et de Saint-Disdier-en-Dévoluy proposé par J.-C. FONTES (1961) à partir des characées *Rhadochara kraeuseli* et *Sphaerochara hirmeni*.

La mise en place des filons rangés dans les sous-types 1, 3 et 4 doit donc être considérée comme anté-stampienne.

Le sous-type 1 est spécifique des filons encaissés dans les formations détritiques marines du Paléogène Briançonnais, subbriançonnais et dauphinois *s.l.* (§ 3.2.2.2, p. 60). Le Flysch noir de Guillestre est attribué au Lutétien ; les Grès du Champsaur et le Flysch des Aiguilles d'Arves sont des sédiments d'âge Eocène supérieur, débordant dans l'Oligocène inférieur : les premiers surmontent des calcaires à Nummulites et des marnes à Globigérines du Bartonien final et du Priabonien (3ème partie, § 1.1.1.4), le second renferme à son sommet, dans la région d'Albane, des calcaires et des conglomerats - peut-être remaniés - à faune priabonienne attestée (R. BARBIER, 1948).

L'ensemble de ces considérations implique que l'épisode filonien correspondant au sous-type 1 doit être "calé" entre le Lutétien et le Stampien dans les zones internes, entre le Priabonien et ce même Stampien dans le domaine externe. Si l'on admet que la formation des filons stériles est tarditectonique et tardi-métamorphique, ce que suggère l'absence de relation entre les intensités de thermo-

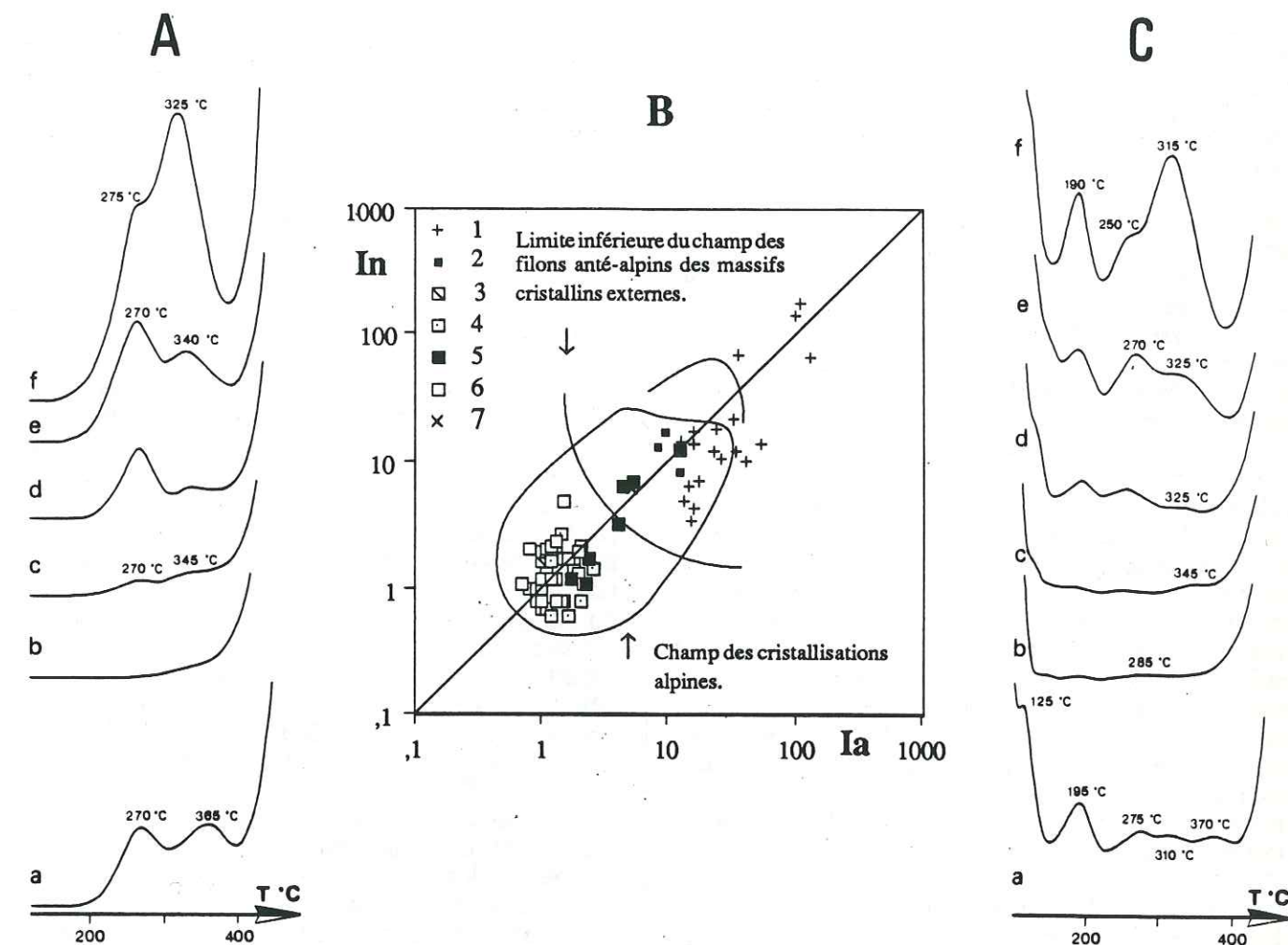


Fig. 40. - Thermoluminescence des dragées de quartz du conglomerat de base paléogène du Champsaur et de la Nagelfluh stampienne du Dévoluy.

A. C. Courbes de TLN et de TLA.

Dragées de la Nagelfluh : a. Quartz anté-alpin, partiellement alpinisé, d'origine pelvouxienne ; b, c, d. Quartz à caractères TL alpins, correspondant respectivement aux sous-types 1, 3 et 4.

Dragées du conglomerat paléogène : e. Quartz à caractères TL alpins, correspondant au sous-type 4 ; f. Quartz anté-alpin - probablement hercynien - d'origine pelvouxienne (de type "exsudats de la zone corticale du Vieux-Chaillol"). Sensibilité du picoampèremètre : $3 \cdot 10^{-8}$ A.

B. Diagramme (In, Ia).

On a distingué :

- Les dragées de quartz du conglomerat de base paléogène du Champsaur correspondant aux exsudats hercyniens et/ou anté-hercyniens du Pelvoux (symbole n°1), aux filons alpins rangés dans le sous-type 4 (2).
 - Les dragées de quartz de la Nagelfluh, parmi lesquelles le matériel filonien correspondant aux sous-types 1 (3), 3 (4), 4 (5), d'attribution indéterminée (6), et le matériel dont l'origine est à rechercher dans le seul socle pelvouxien (7).
- La limite inférieure du champ des filons anté-paléogènes des massifs cristallins externes est déduite de la figure 31.

luminescence et la zonation structurale et métamorphique, il convient de situer à la limite des étages Eocène et Oligocène - soit vers - 37 ou - 34 MA suivant les échelles radiochronologiques actuellement en vigueur - les événements tectono-métamorphiques mésoalpins majeurs aux abords mêmes du Pelvoux. L'enchaînement rapide, voire

l'action simultanée des mécanismes géodynamiques que suppose cette interprétation, doivent être soulignés. Ces résultats sont en bon accord avec les données radiométriques relatives aux minéraux du métamorphisme barrovien qui fournissent des âges compris entre - 53 et - 33 MA (§ 2.1, p. 50).

Le sous-type 2, défini à partir des fentes à quartz-calcite-prehnite-épidote encaissées dans les grauwaques du Champsaur occidental, n'a pas été retrouvé parmi les dragées de la Nagelfluh. Il est pourtant très proche, par ses caractères, du premier sous-type largement représenté dans la formation détritique et il correspond à des cristallisations au moins post-priaboniennes. Le faible développement géographique de ces fentes, limitées au secteur du col du Viallet, près de la Pointe de Lingustier, peut à lui seul expliquer cette absence. Les analyses TL n'ont, par ailleurs, aucun caractère exhaustif.

Une autre possibilité peut être avancée, en relation avec un âge plus tardif des fentes du Viallet. Sur le terrain, celles-ci n'ont que peu de rapport avec les filons à quartz-calcite-chlorite-albite. Elles ont, nous l'avons dit, un développement géographique limité ; leur encaissant est diagénétique, indemne de toute schistosité. L'apparition des autres fentes à quartz coïncide, par contre, avec le début de l'anchizone et la présence d'une déformation plicative forte accompagnée de phénomènes de solution-cristallisation ayant engendré le développement d'une schistosité régionale de plan axial, subméridienne, pentée à l'Est. L'analyse par thermoluminescence des Grès du Champsaur montrera que, sur le plan de la paléogéographie nummulitique, deux domaines bien différents doivent être distingués au Sud et à l'Est du Pelvoux. Ces domaines sont séparés aujourd'hui par une discontinuité structurale majeure : l'accident de La Selle encore appelé "hiatus sud-pelvousien" (J.-P. GRATIER *et al.*, 1973). Le décalage des lignes isofactes de thermoluminescence indique un jeu résultant décrochant dextre pour l'ensemble des mouvements post-paléogènes de cette zone de fracture de direction N40-50°E. Les fentes du Viallet sont orientées N130-140°E, avec des pendages verticaux ou inclinés de 55 à 60° vers le Sud-Ouest. Sur les miroirs, les stries, les croissances minérales, indiquent un jeu décrochant senestre des fractures, dont le fonctionnement est synchrone des cristallisations. Les fentes du Viallet peuvent donc être interprétées comme des fractures cisailantes senestres de 3ème ordre liées au fonctionnement de la zone cisailante dextre de La Selle considérée de 1er ordre dans cette hypothèse (cf. M. RUHLAND in : P. VIALON *et al.*, 1976). Encore faut-il les considérer comme la traduction du seul jeu post-priabonien, voire post-stampien, de l'accident de La Selle qui correspond en fait à un linéament majeur ayant probablement fonctionné dès le début de la sédimentation paléogène.

Cette hypothèse cadre avec le contexte structural régional, les directions de fracturation à N130°E étant considérées comme tardives dans le Dauphiné. Sur la bordure externe de Belledonne par exemple, les fentes à quartz et sidérose des Grès d'Allevard, également orientées N120-130°E, correspondent à des diaclases post-schisteuses

(cf. les filons RD 3A, 3B et 3C, tableau n° 10).

Signalons cependant que pour P.-A. POULAIN (1973) les cristallisations du Viallet correspondent à des circulations hydrothermales contemporaines du volcanisme andésitique du Champsaur, dont on a de bonnes raisons de penser qu'il est lui-même synchrone du dépôt des grauwaques. Dans cette hypothèse, le sous-type 2 serait donc précoce par rapport au sous-type 1 et non tardif.

b. Le conglomérat de base paléogène du Champsaur.

Les calcaires à Nummulites du Champsaur admettent à leur base des membres microconglomératiques et conglomératiques à éléments polygéniques de toutes tailles : blocs, galets, graviers de roches cristallines – métamorphiques pour l'essentiel – et dragées de quartz décimétriques à centimétriques. Sous cette formation affleurent, par place, des brèches et des poudingues à matrice rouge ou grise qui remanient directement leur substratum sous la forme d'éléments sédimentaires ou cristallophylliens très hétérométriques. Le matériel quartzueux des deux formations a été échantillonné au Pas de l'Escalier et au col de Riou Beyrou pour la première, sous les falaises du Pic Queyrel/Queyron près du Bois de Barbeyroux, sous le Serre Eyraut dans le torrent de Chichin et en rive droite du torrent de La Selle sous la côte de Vachieux pour la seconde. La grande majorité du stock quartzueux, soit un peu plus de 85% des dragées de quartz analysées, fournit des courbes de TL caractéristiques des filons hercyniens et/ou anté-hercyniens du socle environnant : exsudats du conglomérat du Vieux Chaillol au col de Riou Beyrou, des schistes et des quartzites chloriteux de la même zone corticale du Chaillol au Pas de l'Escalier et sur le versant méridional du Queyron. L'origine de ces éléments sera analysée en détail dans la partie paléogéographique de ce mémoire. Trois des vingt-deux dragées analysées, provenant toutes du conglomérat infra-nummulitique à matrice rouge du Bois de Barbeyroux-Pic Queyrel d'ailleurs, présentent des caractères TL qui les rapprochent des courbes alpines rangées dans le sous-type 4. L'analogie est totale en TLA avec la présence de cinq pics à 90, 123, 193, 263 et 325°C ; elle est à peine moins marquée en TLN, le second pic étant nettement individualisé par rapport à la montée du corps noir en raison de son décalage (15°C environ) vers le domaine des basses températures (fig. 40, e).

Les courbes classées dans le sous-type 4 ont été rencontrées dans le Cristallin dauphinois, notamment dans le Pelvoux au niveau des exsudats des gneiss du Sirac et des migmatites des Bans qui affleurent dans le haut vallon de La Selle, mais également dans le Verrucano de la fenêtre aval du

Guil où elles caractérisent des fentes à quartz-calcite centimétriques orientées N60-80°E, pentées 40°SSE (fig. 34, k-l).

Deux raisonnements peuvent alors être effectués.

Le premier considère que les similitudes rencontrées entre les courbes de TL des dragées de quartz des dépôts infra-nummulitiques et les formes assimilées au sous-type 4 sont telles qu'elles obligent à envisager l'existence d'un épisode filonien entre la fin du dépôt des assises néopermiennes briançonnaises et le début de la transgression paléogène, dans les Alpes occidentales.

Le second raisonnement envisage une cristallisation hercynienne ou anté-hercynienne pour l'ensemble du matériel quartzueux remanié et déposé dans les parties basses de la paléotopographie anté-priabonienne du Pelvoux embryonnaire et de ses abords immédiats. Des rapprochements peuvent en effet être tentés avec les filons quartzueux de la zone corticale du Vieux-Chaillol dont les deux pics de TLN culminent à 265°C et 325-330°C contre 270 et 340°C pour les dragées. Mais la grande similitude des émissions de thermoluminescence artificielle de ces mêmes dragées avec celles qui définissent le sous-type 4 oblige alors à conclure à l'alpinisation partielle d'une partie du quartz détritique infra-nummulitique. Or, les formations sédimentaires du Champsaur occidental ne sont pas affectées par le métamorphisme barrovien : sous le sommet du Queyron, la cristallinité des illites est faible, comprise entre 8 et 11 dans les calcaires, les schistes et les grauwaques paléogènes (J. APRAHAMIAN, 1974). L'hypothèse de l'alpinisation n'est donc concevable que si l'on envisage l'intervention du phénomène avant que les exsudats du socle ne soient remaniés sous la forme de dragées, soit avant le Priabonien. Un argument permet d'étayer cette hypothèse : il existe, dans la zone corticale de Chaillol, des exsudats dont les courbes de TLA sont intermédiaires entre les formes typiquement anté-alpines telles que celles de la figure 32b, à pic de haute température intense, et les formes rencontrées au niveau des trois dragées de quartz concernées, pour lesquelles le même pic de haute température est très peu développé, subordonné aux quatre autres pics.

Quelle que soit l'interprétation retenue : épisode filonien individualisé ou alpinisation partielle d'exsudats hercyniens, l'existence d'un événement tectono-métamorphique s'impose entre le Permien et le Priabonien. Cet événement devait être d'ampleur régionale si l'on se réfère à la répartition des courbes de TL représentant le sous-type 4 ; il impliquait à la fois le tréfonds de la zone dauphinoise et celui de la zone briançonnaise. J'ai avancé en 1979, un âge fini-permien pour cet événement, avec remobilisation postérieure éventuelle, en raison des faits suivants : dans le Guil, seuls les filons du Verrucano montrent des caractères TL qui

les assimilent au sous-type 4 ; les fentes des quartzites triasiques surincombants fournissent des courbes assimilables au sous-type 1, dont on a vu qu'il correspondait de façon certaine à un épisode filonien fini-éocène à Oligocène inférieur. La mise en évidence d'âges radiométriques permien dans les Alpes, sur des micas blancs du Mont Rose (J.-C. HUNZIKER, 1970) et du socle de Vanoise, sur une biotite d'Ambin ainsi qu'une muscovite des gneiss du Sapey (J. BOCQUET *et al.*, 1974) allait dans ce sens ; de même l'existence d'un magmatisme largement exprimé dans la zone briançonnaise depuis la Ligurie jusqu'au Val d'Aoste et l'attribution d'âges tardi-hercyniens, voire permo-triasiques à des filons de rhyolites et des lamprophyres de la partie orientale du massif des Écrins-Pelvoux (A. BARBIERI, 1970).

Depuis, la poursuite des analyse TL dans le substratum permo-carbonifère briançonnais a montré que les fentes à quartz-lawsonite des rhyodacites sous-jacentes au Verrucano se caractérisaient, elles, par des courbes de TL semblables à celles des exsudats et des filons sécant des Schistes lustrés, donc à ranger dans le sous-type 3. Le pic de haute température de TLA apparaît en effet à 345°C au lieu de 325°C. La stricte logique aurait voulu que l'on retrouve les mêmes courbes dans les volcanites. Les différences ne sont peut-être qu'apparentes, les écarts de température sur lesquels est basée la classification des courbes TL en sous-types étant relativement faibles.

En résumé, deux interprétations peuvent raisonnablement être proposées en fonction des phénomènes observés :

– Existence de deux épisodes filoniens, l'un fini-permien, l'autre crétacé, générateurs de cristallisations à dominante quartzueuse développées dans des conditions thermo-barométriques et chimiques peu différentes de celles de l'épisode méso-alpin, liées à la circulation de fluides supergènes dans le substratum de la future chaîne. Le premier épisode, caractérisé aujourd'hui par le sous-type 4, aurait affecté la partie de croûte comprise entre le Briançonnais et le domaine subalpin, le second (sous-type 3) ne se serait développé que dans les parties internes de l'orogène, au niveau du Briançonnais et de la zone des Schistes lustrés.

– Existence d'un seul épisode filonien, à placer entre le Permien et le Priabonien, au Crétacé si l'on prend en considération le plissement anté-sénonien du Dévoluy et les hypothèses actuelles concernant les événements éoalpins, au Paléocène si l'on suit R. BARBIER dans ses conclusions quant à l'âge de sa phase arvinche. Cet épisode, lié à des manifestations tectono-métamorphiques alpines précoces, aurait provoqué le développement de fentes à quartz caractérisées par les sous-types 3 et 4 qui seraient ainsi l'expression d'un même

phénomène, dans des encaissants de nature et de position structurale différentes. L'alpinisation des exsudats hercyniens et/ou anté-hercyniens des massifs cristallins externes seraient la conséquence de cet épisode.

3.2.3.2 - Conglomérats des Alpes maritimes s.l.

Le sous-type 1 est représenté dans le poudingue miocène de Roquebrune-Cap Martin en Pays niçois, dans le conglomérat supérieur du Miocène marin vençois en Provence orientale, dans le conglomérat polygénique de la série terminale du "sillon de Majastres" aux abords du Plateau de Valensole.

a. Le poudingue de Roquebrune-Cap Martin.

L'essentiel du matériel remanié dans cette formation marine est d'origine sédimentaire. Les galets de calcaires abondent ; leur pourcentage moyen est évalué à 70-80% (L.I.G.U.S., 1954). Leur origine ne pose pas de problème majeur et doit être recherchée dans le démantèlement des formations d'âge jurassique et crétacé de la couverture environnante. Parmi les autres éléments remobilisés peuvent être remarqués des calcaires gréseux, des grès micacés, des pélites siliceuses rouges, schisteuses, qui s'apparentent, par leur faciès, au Permien tégumentaire de l'Argentera : elles sont tout à fait semblables aux niveaux volcano-détritiques acides, pluridécimétriques, inclus dans la formation de Capeiroto du vallon des Graus.

Les grès de type Annot sont relativement mal représentés compte tenu de l'environnement lithologique du poudingue. J. BOURCART a signalé, en 1960, la présence de granites, de microgranites et de rhyolites remaniées à partir des grès paléogènes de Menton et/ou de Contes. Fait plus intéressant : le stock conglomératique renfermerait des matériaux d'origine alpine interne tels que des serpentines et des radiolarites.

Les galets tectonisés parcourus de fentes centimétriques à quartz-calcite sont fréquents. Quelques dragées de quartz présentent de la chlorite. Les caractères thermoluminescents du quartz, qu'il s'agisse du matériel des fentes des galets, ou de celui des dragées, sont ceux du sous-type 1 (fig. 41 et tableau n° 13). Dans les Alpes maritimes s.l., les mêmes caractères TL ont été rencontrés dans les filons de quartz stériles du socle de l'Argentera et de son tégument permo-triasique, dans les fentes à quartz des affleurements paléogènes dauphinois les plus internes : flyschs du bassin supérieur de la Roya, du revers interne de l'Argentera, des hautes vallées de la Tinée et du Var, du col de Tende.

Dans les Alpes maritimes s.l., le dépôt des complexes gréseux paléogènes aurait débuté au cours du Bartonien (partie supérieure de la biozone

B de A. BLONDEAU *et al.*, 1968) et se serait poursuivi au cours du Priabonien et de l'Oligocène inférieur (P. GUARDIA et J.-P. IVALDI, 1987).

L'âge du poudingue de Roquebrune-Cap Martin a successivement été précisé par G. IAWORSKY (1959, 1961), R. ANGLADA *et al.* (1967), F. IRR (*in* : J.-F. PECHEUX, 1979). F. IRR date la formation du Burdigalien à milieu Langhien maximum, sur la base de l'association planctonique suivante :

- *Globorotalia acrostoma*.
- *Globoquadrina baroemoensis*.
- *Globigerinoides sacculifer subsacculifer*.
- *Globigerinoides trilobus*.

L'épisode filonien correspondant au sous-type 1 de la thermoluminescence doit donc être situé entre le Priabonien-Oligocène inférieur et le Burdigalien dans les Alpes maritimes s.l.. L'intervalle de temps peut raisonnablement être limité à l'Oligocène compte tenu du contexte structural régional. La schistosité régionale pourrait être contemporaine des premiers plis à axe NW-SE, donc anté-burdigalienne, voire anté-aquitaniennne, dans le futur arc de Nice (P. GUARDIA et J.-P. IVALDI, 1985) : des marnes datées du sommet du Miocène inférieur (R. ANGLADA *et al.*, *op. cit.*) recouvrent en discordance l'anticlinal du Cap Martin largement érodé jusqu'au Kimméridgien-Portlandien, des faunes aquitaniennes remaniées ont été découvertes dans des intercalations fines de la couverture d'éboullis quaternaires du Néogène, les pélites permienues remaniées en galets dans le poudingue de Roquebrune sont schistosees.

b. Les conglomérats marins et continentaux du Miocène de Vence.

À l'Ouest du Var, une coupe synthétique du Miocène montre deux ensembles sédimentaires : l'un marin, l'autre continental, au-dessus de substratums de faciès et d'âges variés allant de calcaires portlandiens-berriasiens à des marnes bleues, grises ou blanches priaboniennes. L'ensemble marin comprend une formation molassique inférieure datée de l'Aquitanienn, des marnes sableuses *pro parte* aquitaniennes et montant dans le Burdigalien (G. GOHAU et J. VESLIN, 1960 ; F. IRR, 1983), des calcaires à Algues dans lesquels L. GINSBURG et D. MONGIN (1956) ont décrit une macrofaune helvétique, des grès grossiers et de poudingues attribués au Tortonien. À l'Ouest du pic de Courmettes, les formations marines sommitales sont relayées par un complexe argileux bréchiqne continental à concrétions pédogénétiques blanchâtres et à *Microcodium* (J.-F. TAPOUL, 1977). Le Miocène est strictement continental au-delà des gorges du Loup.

L'analyse des poudingues supérieurs marins révèle la présence de quartz d'origine provençale et

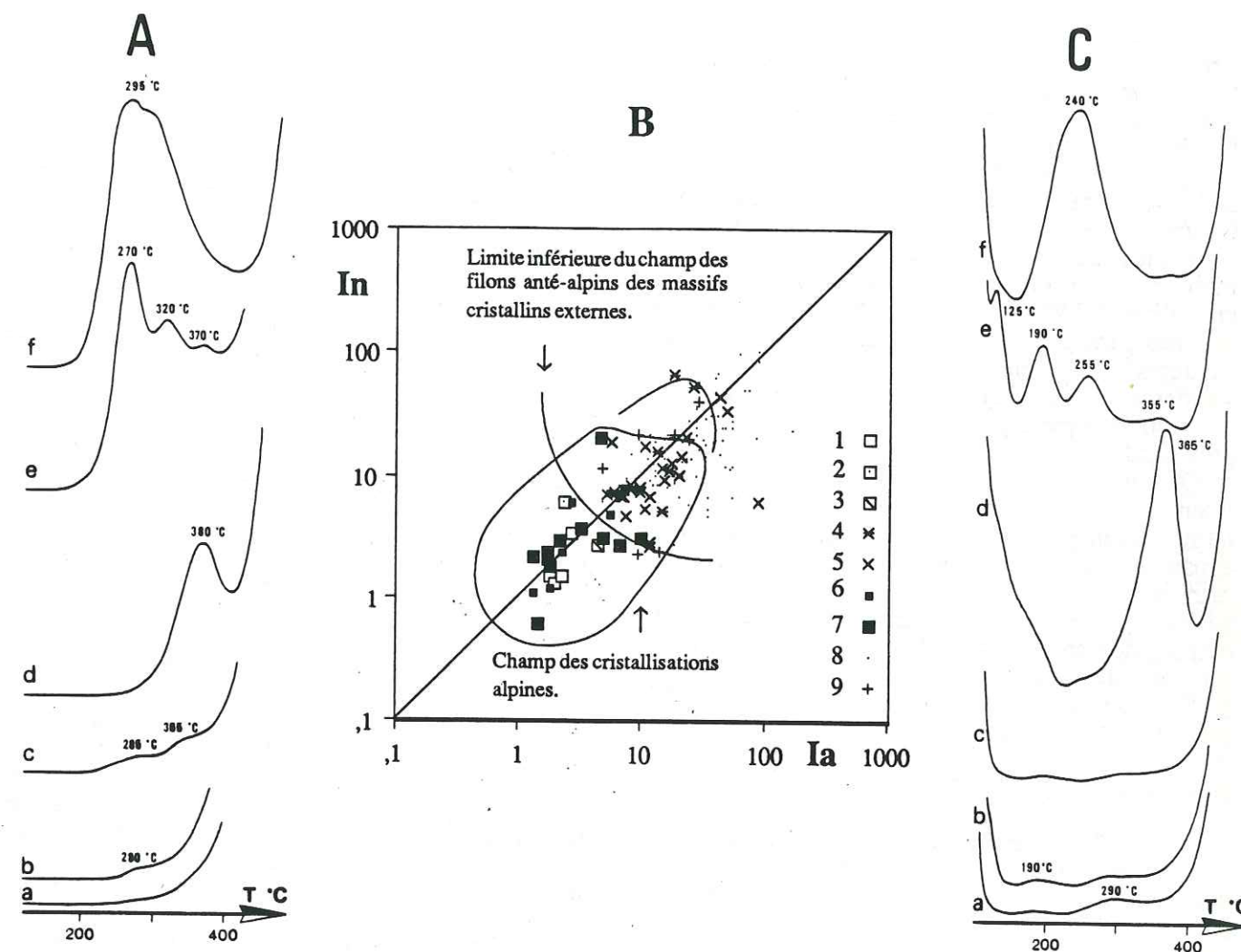


Fig. 41. - Thermoluminescence des dragées de quartz des formations oligocènes et miocènes des Alpes maritimes s.l.

A. C. Courbes de TLN et de TLA.

Matériel quartzéux et encaissant :

- Dragées de quartz d'origine alpine (sous-type 1) du poudingue marin d'âge burdigalien-langhien de Roquebrune-Cap Martin (a), du conglomérat supérieur marin du "Tortonien" de Vence (b), des conglomérats polygéniques continentaux mio-pliocènes de la formation terminale du "sillon de Majastres" (c).
- Dragées de quartz d'origine provençale des conglomérats inférieurs à *Microcodium* de Vence (d), du conglomérat continental miocène de Sainte-Luce près Saint-Vallier-de-Thiery (e), des sables et mégabèches oligocènes du fossé de Ripples (f).

Sensibilité du picoampèremètre : a/e. 3.10^{-8} A ; f. 1.10^{-7} A (TLN), 3.10^{-8} A (TLA).

B. Diagramme (I_{TLN} , I_{TLA}).

On a distingué :

- Le matériel filonien d'origine alpine remanié dans les conglomérats marins de Roquebrune-Cap Martin (1) et de Vence (2), dans les conglomérats continentaux de Majastres (3).
- Le matériel filonien d'origine provençale remanié dans les sables, conglomérats et mégabèches oligocènes du Ray et de Ripples (4), dans les conglomérats marins et continentaux miocènes de Notre-Dame des Fleurs, du vallon de Saint-Arnoux et de Sainte Luce (5).
- Les filons de quartz alpins du socle de l'Argentera (6), et des Grès d'Annot des abords du massif cristallin externe (7).
- Un ensemble de mobilisats, exsudats et filons quartzéux prélevés dans les Maures et le Tanneron (8).
- Des dragées de quartz du tégument triasique du socle provençal (9).

Noter les fortes intensités de thermoluminescence du matériel filonien des Maures et du Tanneron.

alpine parmi les éléments carbonatés d'origine locale. Le quartz a, dans sa grande majorité, une origine méridionale : les fortes intensités de thermoluminescence enregistrées (I_n et I_a supérieurs à 10 u.a.), la forme générale des courbes de TLN à pic de haute température unique (385°C) ou à trois pics (270°C, 320-330°C et 370-390°C), l'existence de trois pics de basse température de TLA bien marqués et si caractéristiques de la Provence cristalline (90°C, 130°C et 190-200°C, cf. fig. 7), sont des paramètres qui rapprochent ce matériel des exsudats des leptynites et des migmatites du Tanneron et des dragées de quartz du Trias conglomératique tégumentaire du massif cristallin provençal.

Quelques rares dragées (< 2%) présentent des intensités de TLN et de TLA faibles à très faibles, largement inférieures à 10 u.a., un seul pic de TLN apparent à 290°C et cinq pics de TLA à peine marqués à 90, 125, 190, 290 et 365°C (fig. 41 et tableau n° 13). Ces paramètres différencient ces dragées des précédentes et les situent nettement au sein de l'aire de variabilité des filons de quartz stériles alpins dans le diagramme (I_n , I_a). Plus précisément, ils permettent de ranger ce matériel dans le sous-type 1 des fentes à quartz post-priaboniennes.

Dans les marnes et la molasse sous-jacentes, l'origine méridionale du quartz ne prête à aucune discussion. Les populations de quartz "en grains" présentent les mêmes caractères TL que les stocks quartzueux des grès bigarrés du Trias provençal et de l'Éocène continental des environs de Biot (J.-P. IVALDI, 1973). Il en est de même du matériel des formations continentales oligocènes et miocènes qui affleurent sporadiquement au front de l'arc de Castellane entre le pic de Courmettes et le village d'Escragnolles : conglomérats inférieurs et supérieurs du Miocène du vallon de Saint-Arnoux en rive gauche du Loup, poudingue "tortonien" de Sainte-Luce près Saint-Vallier-de-Thiery, molasse rouge oligocène du Ray en rive gauche de la Siagnole d'Escragnolles : les dragées de quartz se projettent systématiquement en dehors de l'aire de variabilité des filons alpins : elles sont d'origine provençale (fig. 41 B).

Le quartz filonien alpin n'apparaît donc qu'après l'Helvétien au sens de L. GINSBURG (1959) en Provence orientale. Il ne participe qu'au comblement final du seul bassin néogène marin vençois, et ceci de façon très subordonnée. Cette arrivée tardive et quantitativement très limitée par rapport à ce que l'on observe à Roquebrune-Cap Martin, dans le Pays niçois, peut être expliquée par le plus grand éloignement des domaines alpins anchi- et épimétamorphiques à schistosités, mais aussi par le fait que seule la marge externe du bassin miocène soit accessible à l'avant des "Baou", les éléments frontaux de l'arc de Castellane recouvrant le reste.

c. Les conglomérats polygéniques de la formation terminale du "sillon" de Majastres.

Deux dragées de quartz, prélevées par P. GIGOT et G. GIANNERINI au col des Abbesses, présentent tous les caractères définissant le sous-type 1 des filons alpins (fig. 41, A-C, c). Les conglomérats de Majastres sont actuellement considérés comme des équivalents latéraux du complexe de Valensole, lui-même rangé dans le Miocène supérieur et le Pliocène en raison de sa superposition à des marnes datées du Tortonien.

Vers le Sud, aucun élément d'origine alpine n'a pu être identifié dans les formations continentales syntectoniques oligocènes et miocènes du Haut Var. Le quartz des conglomérats, mégabèches et klippe sédimentaires des fossés et des structures compressives du quadrilatère Bargème-Brovès-Mons-Mabile est directement remanié à partir des affleurements du Crétacé supérieur détritique environnant. Son origine première est méridionale, à rechercher dans le socle cristallin provençal et son tégument permo-triasique (G. GIANNERINI et J.-P. IVALDI, 1980 et fig. 41B). Il s'agit là d'un aspect de la sédimentation commun avec les bassins continentaux de la Provence orientale.

L'arrivée des quartz filoniens post-priaboniens paraît donc être fini-miocène au front de la branche occidentale de l'arc de Castellane, alors que des éléments d'origine alpine interne apparaissent dès le Sannoisien dans les grès et les conglomérats pyroclastiques du synclinal de Barrême. Le matériel alpin n'a, semble-t-il, pas atteint l'avant-pays au cours de l'Oligocène et du Miocène, ce qui rejoint les conclusions de H. MERCIER (1978) qui date l'épandage des premiers cailloutis fluviaux exogènes, "en provenance des unités alpines de couverture localisées entre Pelvoux et Argentera-Mercantour", du Messinien-Tabianien dans le bassin de Valensole.

3.2.3.3 - Conglomérats du domaine savoyard.

La recherche de dragées de quartz remaniées à partir des filons stériles alpins a été restreinte aux seuls membres conglomératiques des Grès du Val d'Illeiez en Haute-Savoie. Le sous-type 4 est représenté dans cette formation. Il caractérise des dragées de quartz pluricentimétriques qui constituent le stock terrigène grossier avec des galets de calcaires, schistes, marnes, grès, grauwaques, granites, porphyres quartzifères, gneiss et ophiolites. Le matériel analysé provient de l'affleurement des Lombardes près Saint-Jean-de-Sixt, situé dans le synclinal de Thônes. Les valeurs moyennes de I_n et de I_a oscillent autour de 5 et 7 u.a. Les pics sont au nombre de deux en TLN (280°C et 365°C) et de cinq en TLA (90, 125, 195, 260 et 330°C). La forme des courbes ne prête à aucune discussion.

La présence de quartz filonien alpin dans les Grès du Val d'Illeiez influence largement la thermo-

luminescence du quartz "en grains" de la formation. Les intensités globales moyennes de TLN et de TLA s'élèvent à 21,9 et 14,5 u.a. Elles sont nettement inférieures à celles des différents faciès des complexes détritiques paléogènes du synclinal de Thônes, chronologiquement antérieurs¹² : Grès de Taveyanne typiques (I_n = 71,3 u.a. ; I_a = 35,5 u.a.), intermédiaires (I_n = 79,2 u.a. ; I_a = 38,9 u.a.) et pauvres en éléments volcaniques (I_n = 47,9 u.a. ; I_a = 21,5 u.a.). On retrouve, dans les Grès du Val d'Illeiez, des intensités globales de TLN et de TLA assez semblables à celles des formations détritiques et calcaréo-détritiques delphino-helvétiques antérieures aux Grès de Taveyanne : grès et calcaires glauconieux albo-cénomaniens (I_n = 33,7 u.a. ; I_a = 18,0 u.a.), calcaires gréseux à petites nummulites (I_n = 32,2 u.a. ; I_a = 17,6 u.a.) et schistes marno-micacés inférieurs (I_n = 33,6 u.a. ; I_a = 24, 0 u.a.). Le dépôt des Grès de Taveyanne coïncide donc avec un renouvellement des stocks quartzueux probablement lié à d'importantes modifications paléogéographiques. Ce problème sera examiné plus en détail dans la troisième partie du mémoire.

On considère classiquement que les Grès du Val d'Illeiez appartiennent à la classique trilogie lithologique du Paléogène alpin, laquelle est en fait plus diversifiée en Savoie. Ils surmontent une suite sédimentaire constituée de calcaires à petites nummulites, de marnes à Globigérines et de flyschs marno-micacés dans lesquels s'intercalent les Grès de Taveyanne. G.G. SAWATZKI (*op. cit.*), qui a observé dans le synclinal de Thônes le passage graduel des Grès de Taveyanne typiques aux Grès du Val d'Illeiez, place cette dernière formation à la limite Éocène-Oligocène. Dans les environs de Bonneville, les Grès du Val d'Illeiez sont datés de l'Oligocène inférieur par les Foraminifères planctoniques et la nannoflore calcaire (zone NP 21 de la zonation standard de J. MARTINI, J. CHAROLLAIS *et al.*, 1975). Au cols de Brétolet et de Coux, le long de l'arête frontalière franco-suisse, le flysch marno-micacé à intercalations de grès et de microconglomérats de La Berte - de type Val d'Illeiez - renferme également une nannoflore de l'Oligocène inférieur, zone NP 21 (B. MERCIER DE LEPINAY et H. FEINBERG, 1982). Il est surmonté par des pélites marneuses de l'intervalle NP 23-24, puis par un olistostrome terminal d'âge minimal Oligocène moyen. Enfin, entre l'Arve et le Giffre, à la Pointe de Cupoire, l'âge oligocène inférieur de l'olistostrome oblige à envisager un décalage chronologique des grès et des schistes terminaux qui sont donc asynchrones à l'échelle régionale.

En conséquence, dans la zone delphino-helvétique, le dépôt des grès de type Val d'Illeiez se place dans l'intervalle Éocène supérieur-Oligocène inférieur. La mise en place des filons stériles correspondants au sous-type 4, remaniés à l'état de dragées dans les terrigènes grossiers de cette formation, doit donc être attribuée à un épisode métamorphique anté-priabonien dans le domaine savoyard. Ceci est en accord avec les conclusions relatives au même sous-type entre l'Embrunais et la Maurienne. La présence, dans les conglomérats diagénétiques du Val d'Illeiez, de fragments de gabbros et diabases albitisés et chloritisés montrant des paragenèses à lawsonite, pumpellyite, épidote, stilpnomélan et amphiboles identiques à celles des éléments du Flysch des Gets (J. BERTRAND, 1970), démontre l'existence d'un événement métamorphique anté-paléogène intense dans les zones internes (G.G. SAWATZKI, 1975), dont pourrait génétiquement dépendre l'épisode filonien.

Dans le domaine savoyard et les régions limitrophes aucun filon des socles ou des couvertures sédimentaires n'a pour l'instant fourni de courbes de TL assimilables au sous-type 4. Avec le sous-type 2, présent dans les grauwaques de Taveyanne, seul le sous-type 3 a pu être localisé : dans les fentes à quartz de la formation basale du Flysch de Tarentaise (Unité du Rognais-Versoyen ; La Thuile, vallée de la Doire de Verney). L'âge de cette formation est actuellement discuté : Aptien à Turonien-Campanien selon les écoles suisses et italiennes ou françaises.

3.2.4 - Extension des filons de quartz stériles alpins dans les chaînes péri-méditerranéennes.

Des recherches ponctuelles ont permis de retrouver les principaux sous-types de courbes alpines en Corse, dans les Cordillères bétiques et en Afrique du Nord.

3.2.4.1 - Corse.

• Le sous-type 1 caractérise des filons à quartz-calcite du flysch grésio-pélique éocène autochtone de Balagne affleurant le long de la côte, entre Ogliastro et Lozari, à la Punta d'Arco (fig. 42, a).

• Le sous-type 3 est très largement représenté dans les exsudats des Schistes lustrés du Cap Corse et de la Corse alpine méridionale (série de Bagliaccone-Riventosa, J.-M. CARON, 1977), dans les filons du flysch allochtone de Macinaggio, dans les dragées de quartz de la brèche de Tamarone (fig. 42, b-c-d).

¹² La classification utilisée est celle de J. MARTINI (1968) et de G.G. SAWATZKI (1975). Les valeurs moyennes de I_n et de I_a ont été calculées sur la totalité des affleurements de Haute-Savoie : synclinal de Thônes et montagnes entre Arve et Giffre.

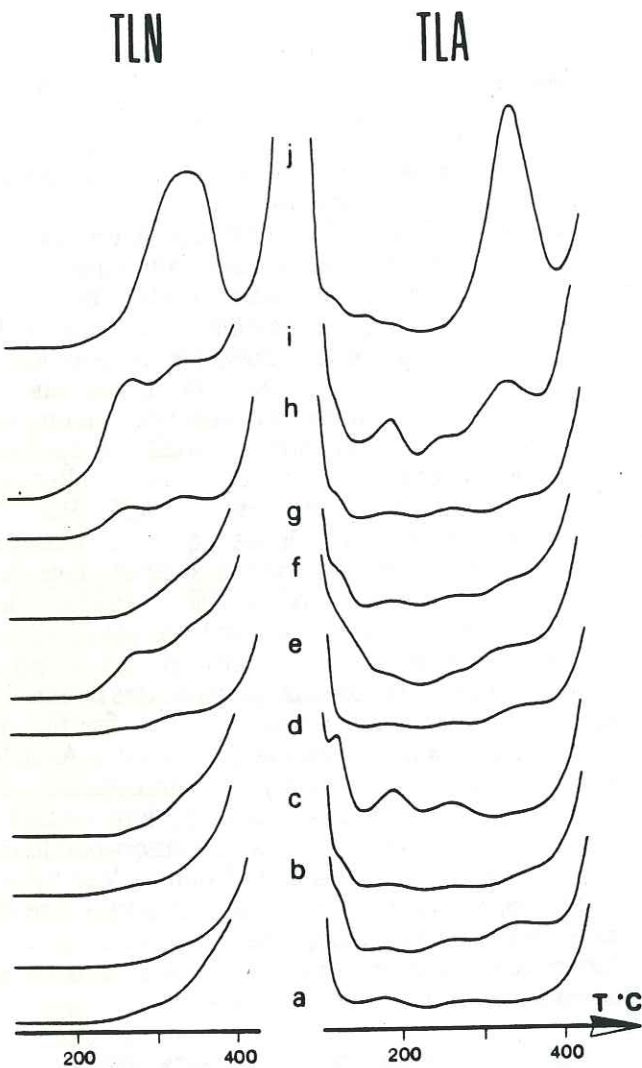


Fig. 42. - Thermoluminescence de quelques filons, exsudats et dragées de quartz stériles, à cachet alpin, des chaînes péri-méditerranéennes.

Localisation et encaissant :

- **Corse alpine.** Exsudats : a. Flysch grésopélitique éocène autochtone de Balagne (Punta d'Arco) ; b. Schistes lustrés du Cap Corse (Nonza) ; c. Flysch allochtone de Macinaggio.

Dragées : d. Brèche de Tamarone.

- **Cordillères bétiques.** Exsudats : e. Schistes et quartzites de la nappe d'Alcazar, Alpujarrides (Motril).

- **Afrique du Nord.** Exsudats : f. Schistes et quartzites du Crétacé inférieur des massifs à schistosité du littoral oranais (Forêt de Msila) ; g. Phyllades de la dorsale kabyle de l'Arbatache (Algérois) ; h. Schistes chloriteux kabyles du Djebel Bou Aded (Constantinois).

En i et j ont été respectivement reportées les courbes de TLN et de TLA du quartz du granitoïde porphyroïde cataclasé du col du Melab (Kabylie de Collo) et celle d'un exsudat non alpinisé des schistes sériciteux et des mylonites de l'encaissant. Noter les similitudes existant entre le granitoïde du col du Melab et les exsudats alpins et/ou alpinisés du Crétacé oranais et du socle kabyle.

Sensibilité du picoampèremètre : $3 \cdot 10^{-8}$ A.

Rappelons qu'en Corse, comme dans les Alpes occidentales, un âge anté-éocène est attribué au métamorphisme de fort gradient "pression/température" des Schistes lustrés et des ophiolites associées. Le flysch de Macinaggio serait crétacé pour certains auteurs, éocène pour d'autres (cf. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Corse septentrionale, 1976).

J.-J. GUILLOU (1963) attribue un âge éocène à la brèche de Tamarone. Le remaniement, dans cette formation, de quartz filonien alpin correspondant au sous-type 3, oblige à considérer son dépôt comme au moins postérieur à la déformation et au métamorphisme des Schistes lustrés et du Flysch de Macinaggio sous-jacents. L'éventualité d'une inversion de la succession "flysch de Macinaggio-brèche de Tamarone" telle que l'envisage M. DURAND DELGA (1975) doit donc être écartée.

• Des fentes à quartz présentant des caractères alpins très accusés affectent également les ferrogabbros de la Casaluna (Coibiti). Les intensités globales de TLN et de TLA de ces filons sont parmi les plus faibles jamais enregistrées, tant dans les Alpes, que dans les chaînes alpines péri-méditerranéennes : I_n et I_a s'élèvent respectivement à 0,2 et 0,3 u.a. L'absence de pics individualisés, à l'exception de la première émission de TLA (90°C), ne permet aucun classement précis de ces fentes.

3.2.4.2 - Cordillères bétiques.

Les exsudats des phyllades et des quartzites attribués au Permo-Trias, de la nappe d'Alcazar, présentent des émissions de thermoluminescence assimilables au sous-type 3 (fig. 42, e). Cette nappe constitue l'unité inférieure des Alpujarrides. Les exsudats analysés, prélevés à l'Ouest de Motril, sont injectés dans les surfaces de la schistosité régionale liée au premier épisode de déformation souple ; ils sont déformés par une seconde schistosité (communication orale J. DELTEIL). L'âge du métamorphisme accompagnant les déformations schistogènes est actuellement discuté : il serait primaire pour certains auteurs, alpin pour d'autres. L'analyse TL des exsudats montre, sans ambiguïté, que l'un au moins des épisodes thermiques est alpin.

3.2.4.3 - Afrique du Nord.

Les filons de quartz des domaines métamorphiques de l'orogène tellien peuvent, en première approximation, être classés en deux ensembles. Le premier ensemble regroupe des cristallisations présentant de faibles intensités de thermoluminescence naturelle et artificielle (I_n et $I_a < 10$ u.a.). Ces cristallisations ont une grande extension géographique : elles affectent des formations d'âge et de faciès pétrographiques variés appartenant aux zones externes et internes de la chaîne :

• dans l'Oranais, les quartzites et les poudingues permo-carbonifères *pro parte* de l'unité à affinités rifaines de l'Haouariya (Aïn Tinekremet, près Beni Saf ; P. GUARDIA, 1975), les schistes sériciteux d'âge crétacé inférieur et moyen du parautochtone des massifs littoraux à schistosité (Forêt de Msila ; B. FENET, 1975), les grès mouchetés albiens de l'unité parautochtone des Souhalia (Oranais nord-occidental ; P. GUARDIA, *op. cit.*).

• dans l'Algérois, les schistes de la Bouzaréah, les grauwwacks ordoviciens et les phyllades de la dorsale kabyle de l'Arbatache.

• dans le Constantinois, le cristallophyllien du socle kabyle avec les schistes sériciteux de la Kabylie de Collo (Sidi Barti, col du Melab au Nord-Est d'El Milia), de la basse vallée de l'Oued Safsaf près Skikda (Djebel El Alia et Bargoug), des Monts de Constantine (Djebel Bou Aded).

Les cristallisations du second ensemble se différencient des premières par leurs plus fortes intensités de thermoluminescence dont les valeurs évoluent entre 10 et 30 u.a. en TLN, entre 10 et 50 u.a. en TLA. Ces filons sont limités au socle kabyle où ils coexistent avec les filons précédents. Ils sont particulièrement bien développés dans le Constantinois, sous la forme d'exsudats pluricentimétriques encaissés dans les schistes irrégulièrement mylonitisés du col du Melab (Kabylie de Collo), dans les schistes sériciteux et chloriteux allochtones des abords du Filfila (Mechta Kassia, Ouest de l'Oued Ksob) et du Djebel Ayata (Nord-Est de Constantine), dans les gneiss œillés de Sidi Abdallah près Stora.

Le faible développement des paramètres I_n et I_a rapproche les cristallisations du premier ensemble des filons de quartz stériles des Alpes occidentales ; il leur confère un cachet alpin encore accentué, au niveau de certains filons, par le nombre et la position des pics de TL : deux pics centrés à 270 et 350°C en TLN, cinq pics culminant à 90, 125, 185, 265 et 335-345°C en TLA. De telles courbes, analogues en tous points à celles du sous-type 3 défini dans les Schistes lustrés piémontais, caractérisent les exsudats des schistes et des quartzites crétacés des massifs à schistosité du littoral oranais, mais aussi une partie des cristallisations à faible intensité de TL du socle kabyle de l'Arbatache dans l'Algérois et du Djebel Bou Aded dans le Constantinois (fig. 42, f-g-h).

Dans des matériaux aussi diversifiés que les grès mouchetés albiens des Souhalia, le Permo-Carbonifère de l'Haouariya, les schistes sériciteux kabyles des abords de Skikda, la position des pics de TLN demeure inchangée par rapport aux exsudats des massifs à schistosité oranais, alors que quelques fluctuations sont enregistrées en TLA :

décalage du dernier pic vers les hautes températures (350-370°C) dans l'Albien et le Permo-Carbonifère où le quartz est minéralisé en hématite, disparition du même pic dans le cristallophyllien du Constantinois avec apparition d'une émission de moyenne température culminant entre 290 et 320°C. Les courbes miment dans ce dernier cas celles du sous-type 1 des Alpes occidentales, sans être toutefois strictement analogues.

La présence, dans le Tell, de filons de quartz caractérisés par des courbes de thermoluminescence identiques ou très proches des sous-types 1 et 3 des Alpes occidentales permet d'étendre la notion de marqueur TL du domaine métamorphique alpin à l'orogène nord-africain.

Dans les parties externes de la chaîne, l'existence de filons de quartz à cachet alpin ne pose pas de problème d'interprétation majeur : un épisode métamorphique de très faible à faible degré, d'âge au moins crétacé, est connu en Oranie où B. FENET (1975) lui attribue un âge lutétien, ainsi que dans les Babors où il serait anté-éocène d'après M. LEIKINE et B. VELDE (1974). Dans le Constantinois, le Mésozoïque des fenêtres des Beni Toufout (J.-P. BOUILLIN, 1971), du Djebel Safia (M. DURAND-DELGA *et al.*, 1967), du Filfila, celui de l'écaïlle des Achaïches (M. DURAND DELGA, 1969), les flyschs de la fenêtre d'Aïn Barbar, sont épizonaux. Le métamorphisme serait d'âge priabonien, lié au chevauchement frontal kabyle (J.-M. VILA, 1980).

Dans la dorsale kabyle on ne dispose par contre d'aucun élément permettant de conclure, avec certitude, à l'existence de tels événements.

Le cristallophyllien de la basse vallée de l'Oued Safsaf n'a fait l'objet d'aucune étude détaillée récente. Celui des Monts de Constantine est mieux connu. J.-F. RAOULT (1971) distingue, dans le Djebel Bou Aded, des phyllades et des quartzites surmontés par un ensemble de spilites, d'amphibolites, de schistes et de grauwwacks auxquels il attribue des âges respectivement anté-silurien et siluro-ordovicien. Le métamorphisme serait polyphasé : anté-Llanvirn pour le premier épisode par comparaison avec la Grande Kabylie (G. BOSSIERE et D. RAYMOND, 1972), plus récent mais antérieur au Carbonifère pour le second (J.-F. RAOULT, 1974). L'existence d'un épisode métamorphique alpin paraît difficilement envisageable compte tenu des interprétations lithostratigraphiques et structurales de l'auteur. Dans le Bou Aded, J.-F. RAOULT considère que les phyllades, les quartzites et les schistes associés constituent le substratum de l'unité kabyle du Sebargoud, dont les termes post-dévonien - d'âge carbonifère et oligocène - sont exempts de toute recrystallisation. L'analogie constatée en thermolu-

Sous-type	Sous-type n° 1	Sous-type n° 2	Sous-type n° 3	Sous-type n° 4
Domaine d'extension				
DOMAINE PELVOUSIEN	Filons : Socles et couvertures sédimentaires de la zone dauphinoise s.l. (Paléogène inclus) ; Briançonnais ; Flyschs à Helminthoïdes. Dragées : Nagelfluh stampienne du Dévoluy	Filons : Paléogène volcano-détritique du Champsaur occidental (Priabonien à Oligocène inférieur <i>pro parte</i>).	Filons : Schistes lustrés du Queyras. Dragées : Nagelfluh stampienne du Dévoluy.	Filons : Massifs cristallins externes ; Substratum permo-carbonifère de la zone briançonnaise. Dragées : Conglomérat de base paléogène du Champsaur ; Nagelfluh stampienne du Dévoluy
ALPES MARITIMES S.L.	Filons : Massif de l'Argentera, couverture post-hercynienne / anté-aquitaine du domaine externe ; Flyschs à Helminthoïdes. Dragées : Poudingue Burdigalien - Langhien de Roquebrune - Cap Martin ; Conglomérat "tortonien" de Vence ; Conglomérat mio-pliocène de Majastres.			
DOMAINE SAVOYARD		Filons : Paléogène volcano-détritique des Montagnes entre Arve et Giffre.	Filons : Schistes lustrés du Fréjus ; Formation basale d'âge aptien à turonien - campanien du Flysch de Tarentaise (Unité du Rognais-Versoyen).	Dragées : Conglomérats d'âge fini-priabonien à oligocène inférieur de type Val d'Illeiz.
CORSE	Filons : Éocène autochtone de Balagne.		Filons : Schistes lustrés du Cap Corse et de la Corse alpine méridionale ; Flysch de Macinaggio. Dragées : Brèche de Tamarone.	
CORDILLÈRES BÉTIQUES			Filons : Permo-Trias de la nappe d'Alcazar (Alpujarrides).	
AFRIQUE DU NORD			Filons : Crétacé inférieur à moyen des massifs à schistosité du littoral oranais ; Socle kabyle de l'Algérois et du Constantinois.	
ÂGE PROBABLE DE FORMATION	Fini-priabonien à Oligocène inférieur.	Post-priabonien / anté-stampien ou post-stampien.	Post-aptien / anté-stampien.	Fini-permien ou post-aptien / anté-stampien.

minescence entre les exsudats épimétamorphiques de Kabylie à faible intensité de TL et les filons alpins serait alors purement fortuite, due à des conditions de formation peu différentes, bien que liées à des épisodes métamorphiques d'âges nettement distincts ; elle pourrait également résulter d'un simple phénomène de convergence affectant la forme des diverses courbes de thermoluminescence.

Trois faits ne permettent cependant pas de conclure aussi simplement.

En premier lieu, les rapports du cristallophyllien du Bou Aded avec les formations sédimentaires environnantes sont rarement normaux. Le seul examen des leviers cartographiques détaillés de J.-F. RAOULT (1971) le montre.

En second lieu, tous les exsudats kabyles n'ont pas une thermoluminescence à cachet alpin. Dans les schistes sériciteux du Djebel Ayata qui forment, avec le cristallophyllien du Bou Aded et des Kef Toumiete, les éléments les plus avancés du socle kabyle dans le Constantinois, la thermoluminescence des quartz d'exsudation est plus diversifiée, les intensités de TL plus fortes. En TLN, les courbes présentent soit un pic de moyenne température unique (290°C), soit deux maximums successifs très rapprochés (280°C et 320°C) ; I_p dépasse fréquemment 10 u.a. et peut atteindre 25 u.a. Les courbes de TLA correspondantes reproduisent dans le domaine des hautes températures l'émission de TLN, ou miment les courbes à cachet alpin. Dans les deux cas, I_a reste faible, compris entre 5 et 20 u.a.

Les mêmes caractères TL se retrouvent dans les dragées de quartz du Carbonifère détritique du Bou Aded réputé non métamorphique, mais très tectonisé si l'on en juge par l'état des galets, déformés et cisailés. Les dragées présentent dans leur grande majorité des intensités de thermoluminescence voisines ou supérieures à 10 u.a., I_a étant toujours supérieur à I_n . Les courbes reproduisent, pour la plupart, les formes à deux maximums de TLN très rapprochés rencontrées dans le socle kabyle et que l'on peut attribuer à un ou des événements tectono-métamorphiques anté-alpins. Mais l'existence, dans le Carbonifère, de très rares dragées à faible intensité de thermoluminescence (3,5 à 4,5 u.a.) ne permet pas de conclure à l'absence de tout caractère TL de type alpin dans les éléments remaniés du stock conglomératique, ce qui aurait constitué un argument non négligeable en faveur d'une réhomogénéisation au moins post-hercynienne des seuls exsudats du socle kabyle.

Enfin, la variabilité des caractères TL des filons de quartz est également la règle dans les schistes sériciteux kabyles des abords du Filfila, dans les schistes et les mylonites du col du Melab. Comme au Djebel Ayata, des courbes de TLA à cachet alpin n'ayant pas d'équivalent en TLN coexistent avec des courbes totalement différentes (fig. 42, j).

On observe ainsi, dans le socle kabyle, un phénomène déjà relevé dans les massifs cristallins externes des Alpes occidentales, à savoir la présence de courbes de thermoluminescence intermédiaires entre des formes très diversifiées, liées à un ou plusieurs épisodes métamorphiques générateurs des racines mêmes de l'orogène, et des formes plus stables, aux caractères TL peu exacerbés qui tendent incontestablement vers le type alpin. Les faibles valeurs de I_n et de I_a , la non-correspondance entre TLN et TLA pour certains exsudats, peuvent alors être interprétées en fonction d'une alpinisation totale ou partielle des matériaux cristallisés lors d'épisodes tectono-métamorphiques anté-alpins.

L'interprétation que propose R. CABY (1982) de la zone ultramylonitique du Djebel Sidi Ali Bou Nab en Grande Kabylie vient à l'appui de cette hypothèse. Les ultramylonites traduiraient l'existence d'un chevauchement mégamétrique relevant d'une tectogenèse tangentielle profonde d'âge alpin, localement accompagnée par un métamorphisme de haut degré. L'argumentation est basée sur l'existence d'âges radiométriques Rb/Sr crétacés (-95/-71 mA) et oligo-miocènes (-38/-22 mA) obtenus sur des biotites d'un orthogneiss cambrien et d'un granite hercynien jouxtant les mylonites (J.-J. PEUCAT et G. BOSSIERE, 1981).

Dans la Kabylie de Collo, aux Beni Fergen, J.-P. BOUILLIN (1982) a également décrit une zone blastomylonitique qu'il compare à la zone de Sidi Bou Nab, sans toutefois conclure à son âge alpin. L'analyse TL d'un granitoïde porphyroïde à muscovite très cataclaté, prélevé entre Sidi Barti et le col du Melab, sur la bordure méridionale mylonitisée de l'accident des Beni Fergen, apporte quelques éléments de discussion. Les intensités de thermoluminescence du quartz de ce granite sont faibles : I_n s'élève à 10,8 u.a., I_a à 11,2 u.a., alors que les mêmes paramètres atteignent 30 u.a. et plus pour les granites hercyniens. Le granite de Nedroma par exemple, intrusif dans les formations primaires de l'Atlas oranais (massif des Traras), fournit des intensités de TLN et de TLA égales à 74,2 et 32,3 u.a. Les courbes du granitoïde du col du Melab sont par ailleurs très proches, par leur forme, de celles des exsudats à cachet alpin de

Tableau n° I - Essai de synthèse systématique, géographique et chronologique des filons de quartz stériles alpins sur le domaine péri-méditerranéen.

Kabylie et des massifs littoraux oranais : pics centrés à 280°C et 350°C en TLN, à 90, 120, 195, 265 et 350°C en TLA (fig. 42 i). Il est donc possible d'envisager, aux Beni Fergen, un épisode d'alpinisation tel que celui décrit en Corse à propos des granites et des orthogneiss de Buccino et des massifs de Linguizetta, d'Oletta et d'Incalcinata (R. MAZERAN et J.-P. IVALDI, 1976).

Les données parfois contradictoires que l'on possède actuellement sur les métamorphismes du socle kabyle ne permettent pas d'exclure a priori la possibilité d'une remobilisation alpine de ses exsudats quartziteux, contemporaine d'un ou plusieurs épisodes tectono-métamorphiques développés après le Crétacé inférieur dans le Tell externe. Si l'on se réfère à la présence de courbes de TL du sous-type 3 dans les externides et dans les internides telliens et aux hypothèses concernant la déformation et le métamorphisme des Schistes lustrés piémontais, c'est au Crétacé supérieur qu'il convient de situer cette alpinisation dont les modalités restent à préciser.

La spécificité des caractères TL des filons de quartz stériles alpins est donc un phénomène général affectant la grande majorité des chaînes alpines périméditerranéennes. On remarquera que le sous-type de courbe n° 3 est le plus fréquemment représenté tant en Corse, dans les Cordillères bétiques qu'en Afrique du Nord (cf. tableau n° I, p. 88).

3.3 - CHAMP DE STABILITÉ DES PROPRIÉTÉS TL DU QUARTZ DANS LE CONTEXTE D'UN ÉPISODE MÉTAMORPHIQUE RÉGIONAL DE TRÈS FAIBLE À FAIBLE DEGRÉ.

L'analyse des filons de quartz stériles encaissés dans le Paléogène de la zone dauphinoise révèle l'existence d'une thermoluminescence alpine dont les caractères sont nettement tranchés. Elle précise son intensité et permet ainsi de répondre à la seconde des trois questions posées en préalable à l'utilisation paléogéographique de la TL dans les domaines anchi- et épimétamorphiques des Alpes occidentales (§ 3.1, p. 52).

Deux inconnues restent à appréhender : le comportement du quartz et de ses propriétés TL dans un climat thermique relativement élevé, l'interaction entre la TL de néogenèse et la TL originelle des quartz dans les matériaux détritiques et cristallins à partir desquels sont effectuées les comparaisons qui argumentent le raisonnement paléogéographique. Une double approche des phénomènes, privilégiant l'expérimentation en laboratoire et les données de terrain, sera successivement effectuée.

3.3.1 - Approche expérimentale : dépiégeage lent des électrons métastables du quartz à "basse température".

Cette expérience a pour but de tester le degré de stabilité des caractères TL du quartz lorsque le minéral est placé dans des conditions thermiques supérieures à la température ambiante. Elle a été réalisée en soumettant des poudres de quartz d'une granulométrie comprise entre 200 et 315 micromètres à une préchauffe discontinue de type "basse température - longue durée". La TLN émise entre 325 et 636 nanomètres est enregistrée à intervalles réguliers, après arrêt de la préchauffe et refroidissement des poudres à la température ambiante.

Le traitement thermique a simultanément été appliqué à sept poudres de quartz d'origine distincte, obtenues après les traitements mécaniques et chimiques d'usage. Il s'agit de quartz détritiques des sables bariolés "éocènes" de Biot, des grès paléogènes du Champsaur occidental et de Saint-Disdier-en-Dévoluy, de quartz filoniens du Champsaur oriental, du Pays des Arves et des Grandes Rousses.

Les résultats, tous homogènes, seront présentés à l'aide de deux échantillons :

- Le quartz "en grains" de l'affleurement de grès paléogènes de La Tour Saint-Philippe (Gapençais, feuille Chorges 1/50.000ème, quadrillage UTM 32 T, x = 277,8 ; y = 4942,6). Il s'agit de terrigènes rattachés à la formation des Grès du Champsaur et situés, sur le plan des transformations minéralogiques, dans la zone de la diagenèse d'après l'indice de cristallinité de l'illite ($Cr > 8$, J. APRAHAMIAN, 1974).

- Le quartz filonien de La Gardette (Isère), déjà utilisé lors des expériences de préparation des échantillons de roches. Le réseau filonien de La Gardette est encaissé dans les amphibolites migmatitiques du massif du Rochail qui prolonge vers le Sud le cristallin des Grandes Rousses. Il affecte également la partie inférieure de la formation dolomitique de base du Trias. Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides des cristaux de quartz (B. POTY, 1969), sont remarquablement constantes : 206 et 208°C. C'est à partir de données obtenues sur les filons du socle de ce secteur que B. POTY a avancé les chiffres de 335°C et 1,7 kb (gradient géothermique de 50°C/km) pour la genèse des cristallisations alpines du massif du Pelvoux. Les cartes zonéographiques actuelles situent le gisement de La Gardette dans l'épizone du métamorphisme alpin barrovien.

Le choix de ces deux types de matériaux a été dicté par les éléments suivants :

- diversité de leurs origines, le quartz étant polygénique dans le cas des grès paléogènes, monogénique dans le cas du filon de La Gardette ;

- différence du degré de métamorphisme de leur encaissant - nul à faible - ce qui correspond aux cas de figures extrêmes pouvant être rencontrés dans le Paléogène des Alpes occidentales ;

- nette différence des émissions de TLN, aussi bien sur le plan des intensités - moyennes dans le premier cas : $I_n = 40,6$ u.a., fortes dans le second : $I_n = 128,1$ u.a. - que sur celui du nombre et de la position des pics de thermoluminescence. Le pic dominant notamment est centré à haute température (363°C) dans le cas des quartz détritiques, à basse température (252°C) dans le cas du quartz filonien.

La température de préchauffe retenue est de $175^\circ\text{C} \pm 5^\circ\text{C}$, valeur qui correspond à la température de formation probable de la laumontite et par voie de conséquence au passage de la zone de la diagenèse à l'anchizone (H.G.F. WINKLER, 1979).

RÉSULTATS :

Le traitement thermique à 175°C provoque l'effacement progressif des pics de thermoluminescence répartis entre 0 et 500°C (fig. 43, A-B), phénomène qui traduit une déstabilisation graduelle de l'ensemble des électrons métastables du quartz. La cinétique de déclin de l'émission lumineuse est de type exponentiel (fig. 43, a-b). L'intensité globale de TLN, mesurée à intervalles réguliers, chute de 50% après 120 heures de préchauffe, de plus de 90% au-delà de 4000 heures. Au niveau des courbes, seule subsiste alors une inflexion très faible, rejetée dans la montée du corps noir. Ces résultats sont en accord avec les travaux de M. LAUTOUT (1956) sur le déclin thermique de l'émission artificielle de basse température de la silice fondue.

L'intensité relative des pics évolue différemment au cours du dépiégeage des électrons. Pendant les premières minutes de préchauffe, l'intensité des pics de basse température diminue alors que celle des pics de haute température augmente. Le phénomène est particulièrement net dans le cas des courbes de TLN à pic de basse température dominant : le premier pic du quartz filonien de La Gardette, centré à 252°C , enregistre une chute de 54 u.a. après 15 minutes de préchauffe, de 76,5 u.a. après 30 minutes du même traitement. Corrélativement, la seconde émission de TLN (337°C) voit son intensité augmenter de 15, puis de 19,5 u.a. Au-delà d'une heure de préchauffe, l'émission décroît régulièrement quel que soit la position des pics. Ce phénomène de transfert est également observable sur les courbes à pic de haute température domi-

nant. Il est cependant moins net et se produit dans un intervalle de temps plus restreint, inférieur à 15 minutes de préchauffe.

Le traitement thermique affecte également la position des pics, lesquels subissent un décalage progressif vers les hautes températures. Là encore, ce sont les maximums de basse température qui sont d'abord atteints par l'effet de dérive. Dans le cas du quartz de La Gardette, le pic centré à 252°C évolue progressivement jusqu'à 273°C au cours des trente premières minutes de préchauffe, alors que le second pic reste stable et ne commence à dériver qu'après 5 heures de préchauffe.

Ces deux phénomènes de transfert et de dérive thermique paraissent incontestablement liés. Ils impliquent des modifications en ce qui concerne la répartition des différents niveaux métastables du quartz : leur dépiégeage paraît précédé par un passage sur des niveaux énergétiques plus profonds : des auteurs tels que T. KIKUCHI (1958) et W.L. MEDLIN (1961) expliquent la dérive thermique des pics de TL par "l'existence d'une fonction de distribution des électrons dans les pièges, eux-mêmes répartis sur une bande d'énergie particulièrement large" (in : J.-M. CHARLET, 1969). Tout se passe en effet comme si un apport d'énergie, ici thermique, faible au cours des premières minutes de préchauffe à 175°C , était insuffisant pour dépiéger totalement les électrons en leur faisant gagner la bande de conduction, puis la bande de valence, mais entraînait le repiégeage de ces mêmes électrons sur des niveaux énergétiquement plus élevés, plus proches de ladite bande de conduction. Si l'on admet que les pics de thermoluminescence traduisent l'existence de niveaux de pièges d'autant plus profonds et d'autant plus proches de la bande de conduction que leur température d'émission sont plus élevées, alors les phénomènes de transfert et de dérive thermique décrits ici constituent autant d'arguments en faveur du modèle de base des centres de piégeage et des mécanismes de recombinaison électron-trou tel qu'il est représenté sur la figure 5 de la page 14.

Le régime thermique imposé par le métamorphisme alpin barrovien, bien que mal précisé, a développé des températures au moins égales à 175°C dans de nombreux secteurs du domaine delphino-helvétique : les équilibres minéraux, le pouvoir réflecteur de la matière organique, la microthermométrie des inclusions fluides l'indiquent (cf. 2ème partie, § 2.2.2, p. 51). Rappelons, en ce qui concerne les matériaux détritiques paléogènes, que les températures d'homogénéisation des inclusions fluides du quartz des filons stériles évoluent entre 100 et 150°C dans le Pays des Arves, entre 135 et 230°C dans le Champsaur oriental. Quant aux températures de formation supposées, calculées avec le correctif

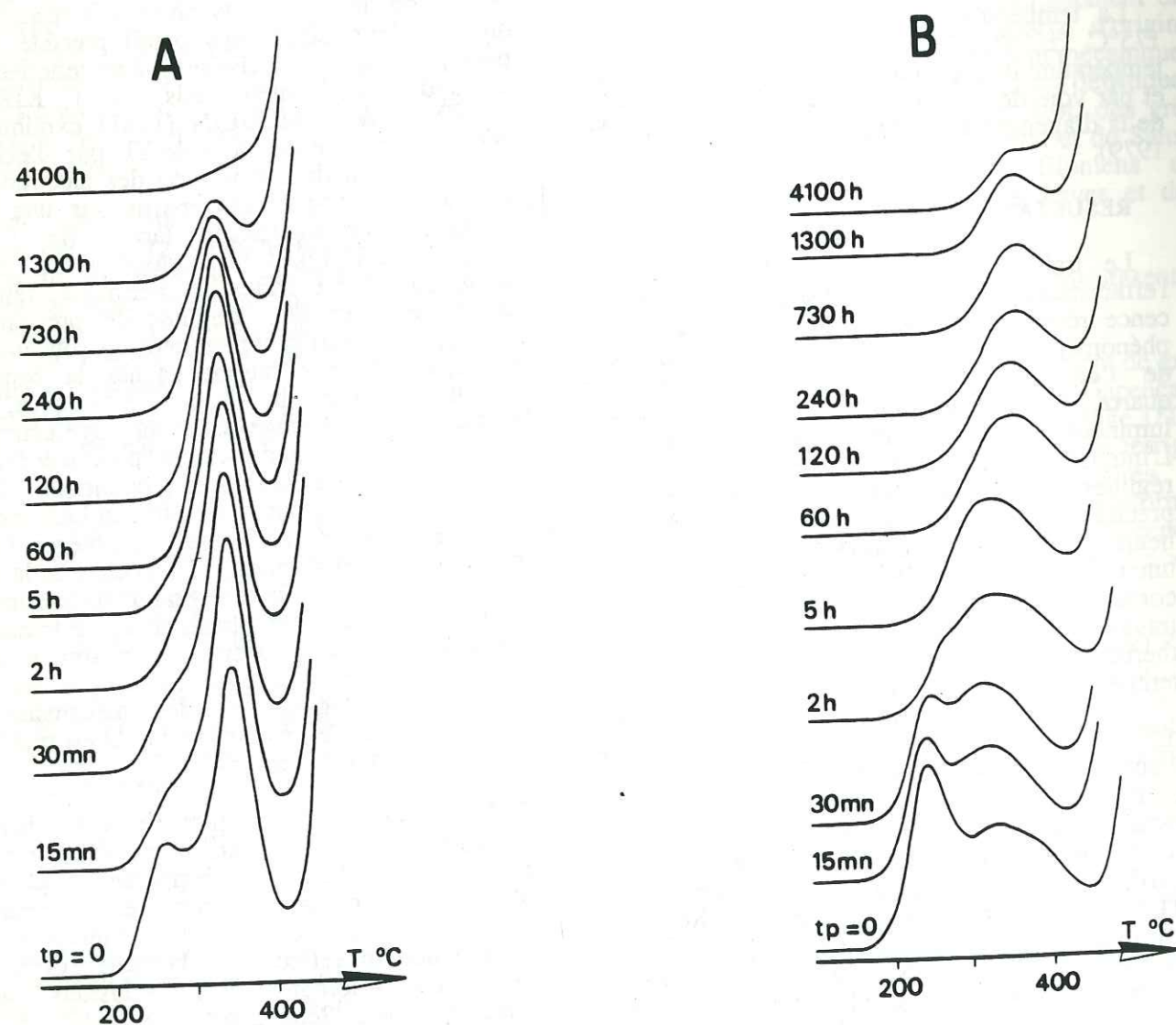
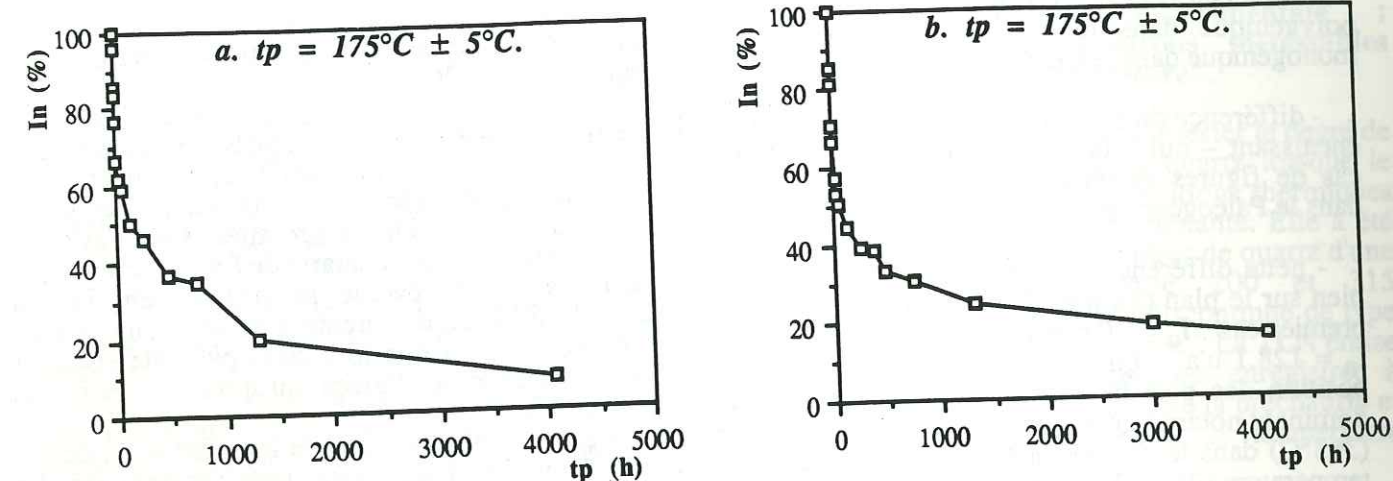


Fig. 43. - Décroissance expérimentale de l'intensité globale de TLN (I_n) en fonction du temps de préchauffe (tp, en heures), à température constante ($T_p = 175^\circ\text{C} \pm 5^\circ\text{C}$). Évolution de l'émission (A, B) et représentation graphique de la fonction $I_n = f(tp)$ en coordonnées linéaires (a, b).

A, a. Quartz "en grains" des grès paléogènes de La Tour Saint-Philippe ($S_p = 1 \cdot 10^{-7} \text{ A}$).
B, b. Quartz filonien de La Gardette ($S_p = 3 \cdot 10^{-7} \text{ A}$).

"pression" de 1 kb, elles atteindraient respectivement $175\text{-}250^\circ\text{C}$ et $230\text{-}320^\circ\text{C}$ (cf. 2ème partie, § 3.2.2.3.c, p. 70-71 et tableau n° 12). Ces valeurs ne paraissent pas être surestimées compte tenu des chiffres avancés pour les gradients géothermiques des zones en cours de structuration : 150°C/km pour les faciès métamorphiques de type "basse pression" de l'orogène hercynien, 10 à 17°C/km pour les faciès à lawsonite-glaucophane éoalpines, 17 à 25°C/km pour l'épisode mésoalpin barrovien, 50°C/km pour les ceintures orogéniques actuelles (H.J. ZWART, 1967 ; F.G. SMITH, 1963 in : B. POTY, 1969). Ces chiffres ont d'ailleurs été révisés en hausse pour des secteurs localisés des Alpes occidentales tels le Mont-Blanc et le Pelvoux (§ 2ème partie, 3.1, p. 52).

La durée de l'expérience de préchauffe (4000 heures) est négligeable à l'échelle des temps géologiques.

En conséquence, il faut admettre que le métamorphisme alpin post-priabonien a eu pour effet de dépiéger la totalité des électrons métastables responsables de la thermoluminescence naturelle des matériaux détritiques paléogènes des Alpes occidentales situés dans l'anchizone et dans l'épizone.

3.3.2 - Faits d'observation : variations spatiales des intensités de thermoluminescence des matériaux alpins. Degré de remplissage des niveaux métastables du quartz.

La stabilité et le degré de remplissage des niveaux métastables du quartz des matériaux des Alpes occidentales seront appréhendés en analysant l'évolution des intensités de thermoluminescence naturelle et artificielle du minéral dans les grands domaines structuraux de la chaîne. L'analyse sera d'abord menée au sein des complexes détritiques terminaux du Paléogène externe, puis à l'échelle de l'ensemble des domaines externe et interne. La synthèse des observations permettra de dégager, grâce à l'emploi du diagramme (I_n , I_a), les relations qui existent entre le métamorphisme et la thermoluminescence dans les Alpes occidentales.

3.3.2.1 - Les matériaux des complexes détritiques paléogènes du domaine alpin externe.

a. Thermoluminescence naturelle.

• Forme des courbes ; intensités absolues de TL.

Les courbes de TLN des Grès d'Annot, du Champsaur, du Pays des Arves et de Taveyenne diffèrent fondamentalement, par leur forme et par

leur intensité, des courbes des filons stériles alpins (fig. 44, A). Elles peuvent être classées en trois grands groupes suivant le nombre et la position des pics de thermoluminescence exprimés.

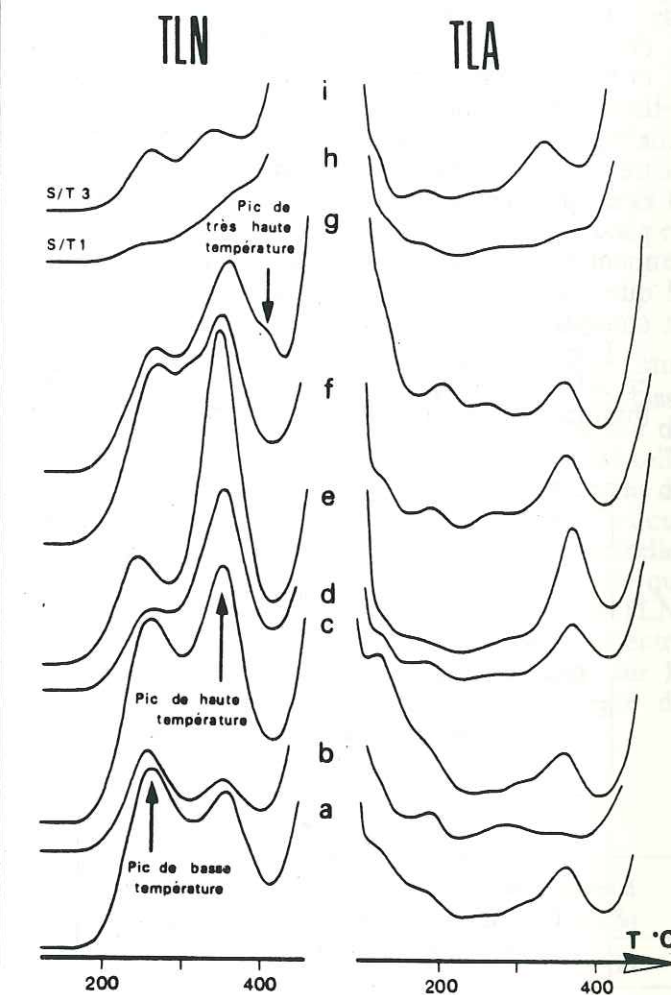


Fig. 44. - Principaux types de courbes de TLN et de TLA du quartz "en grains" des grès paléogènes du domaine alpin externe, définis par le nombre et la position des pics de thermoluminescence.

a, b, c, d, e : courbes à deux pics de basse et haute température de TLN ; f : courbe à trois pics de basse, moyenne et haute température de TLN ; g : courbe à trois pics de basse, haute et très haute température de TLN. Ces courbes diffèrent nettement des courbes des filons stériles alpins comme le montrent les tracés h et i représentant les sous-types 1 (S/T 1) et 3 (S/T 3).

Sensibilité du picoampèremètre : $1 \cdot 10^{-7} \text{ A}$ (a, b, c, d, e, f, g) et $3 \cdot 10^{-8} \text{ A}$ (h, i).

Le premier groupe, qui concerne près de 97% des échantillons de roches analysés, rassemble des courbes à deux pics de TLN que leur position permet de qualifier de pics de basse et haute

température. Les températures apparentes des deux pics sont relativement stables à l'échelle des Alpes occidentales : elles évoluent respectivement entre 250 et 295°C, 340 et 375°C. Le pic de basse température est assez fréquemment composite.

Le second et le troisième groupes rassemblent des courbes à trois pics de TLN de basse, moyenne et haute température (2%), de basse, haute et très haute température (1%). Le pic de moyenne température culmine entre 300 et 325°C, celui de très haute température entre 395 et 415°C. Ces deux pics correspondent à des niveaux de pièges présents dans la plupart des cas, mais insuffisamment occupés par des électrons métastables pour que leur individualisation soit effective sur les courbes.

L'intensité globale de TLN (I_n), mesurée entre 0 et 500°C, est moyenne à très forte. Les valeurs minimale et maximale du paramètre sont les suivantes :

30,4/124,7 u.a. pour les grès de type Annot, 12,0/116,4 u.a. pour les grès et grauweekes du Champsaur, 15,1-124,5 u.a. pour les grès du Pays des Arves, 16,4/123,1 u.a. pour les grauweekes de Taveyannaz (cf. annexes numériques, tableaux n° 17, 21, 24, 26).

Ces valeurs sont de 10 à 25 fois plus fortes que les intensités de thermoluminescence naturelle du quartz des filons alpins. Les moyennes, calculées respectivement sur 169, 147, 90 et 91 échantillons de roches s'élèvent à 57,6 u.a., 51,2 u.a., 69,5 u.a., 72,7 u.a. pour les quartz détritiques. Elles s'établissent à 3,8 u.a., 4,2 u.a., 6,8 u.a., 3,0 u.a. pour le quartz filonien, ceci dans les quatre domaines géographiques des Alpes maritimes s.l., du Champsaur, du Pays des Arves et de Haute-Savoie (cf. 2ème partie, § 3.2.1, p. 55, tableaux des annexes numériques n° 1, 2, 3 et tableau n° II ci-dessous).

TYPES DE QUARTZ	Quartz "en grains" des complexes détritiques paléogènes			Quartz des filons stériles alpins post-priaboniens (sous-type 1)		
	I_n	I_a	I_n/I_a	I_n	I_a	I_n/I_a
Grès d'Annot (169 / 12 échantillons)	57,6	33,2	1,73	3,8	3,4	1,26
Grès du Champsaur (147 / 32 échantillons)	51,2	23,1	2,22	4,2	5,3	0,96
Grès du Pays des Arves (90 / 29 échantillons)	69,5	31,1	2,23	6,8	5,8	1,03
Grauweekes de Taveyannaz (91 / 3 échantillons)	72,7	34,2	2,18	3,0	1,5	1,93

Tableau n° II - Valeurs moyennes de l'intensité de thermoluminescence naturelle et artificielle des quartz détritiques et filoniens des complexes détritiques terminaux du Paléogène du domaine externe des Alpes occidentales.

Des essais effectués dans les parties du domaine alpin externe où la zonéographie barrovienne est bien diversifiée, et connue avec le plus de précisions, ne permettent pas d'établir de corrélation entre les valeurs de I_n et le degré de métamorphisme. Dans le Champsaur et le Pays des Arves où sont individualisées, par différentes approches, la zone de la diagenèse, l'anchizone et l'épizone (cf. 2ème partie, § 2.2.1, p. 50 et § 3.2.2, p. 62), ne s'observe aucune répartition sélective de l'intensité globale de TLN en fonction de la zonéographie métamorphique. Les intensités les plus faibles, comme les plus fortes, se rencontrent indifféremment sur tout le domaine d'affleurement des grès paléogènes. Il va de soi que la valeur de cette conclusion est étroitement liée

à celle des zonéographies proposées dans la littérature... De même, dans les Alpes maritimes s.l., les fortes intensités enregistrées sur les Grès d'Annot concernent tout aussi bien les faciès molassiques les plus externes (sables et grès de Saint-Antonin et de Contes), exempts de toute transformation minéralogique autre que diagénétique, que les flyschs typiques, plissés, écaillés, affectés par la schistogenèse alpine, des affleurements les plus internes (bassin de Tende-La Brigue par exemple). Quant aux grauweekes de Taveyannaz, réputées anchizonales dans leur totalité d'après la carte métamorphique des Alpes au 1:1.000.000 de E. NIGGLI et al. (1973), la forte variabilité de leurs intensités de TLN (16,4/123,1 u.a.) au sein d'une même zone

démontre clairement, ici, l'indépendance du paramètre de TL par rapport au degré de métamorphisme.

L'intensité du pic de basse température de TLN (250-295°C) étant l'objet de fortes variations spatiales, aussi bien dans le domaine des Grès d'Annot, qu'aux abords du Pelvoux, un essai de corrélation de ses valeurs avec la zonéographie métamorphique a également été tenté. Les résultats sont tout aussi négatifs. Si, dans les Alpes maritimes s.l., les fortes intensités de ce pic sont exclusivement cantonnées aux affleurements externes, sans conteste diagénétiques, de Menton, Contes, Saint-Antonin et Annot, il n'en est pas de même dans le Champsaur où cette émission constitue le trait dominant des courbes de nombreux grès anchizonaux, alors qu'elle est généralement subordonnée au pic de haute température dans les secteurs diagénétiques et épizonaux. Ces variations sont, comme nous le verrons, d'ordre paléogéographique.

Les phénomènes de déclin thermique du premier pic de TLN décrits dans les quartzites et les phyllades du massif cambrien de Rocroi, attribués à l'intervention d'un métamorphisme régional épizonal hercynien (J.-M. CHARLET, 1969) n'existent donc pas dans les grès paléogènes externes des Alpes occidentales. De même, aucune migration de ce pic vers les hautes

températures, en relation avec la zonéographie métamorphique, ne peut-elle être mise en évidence.

• Évaluation du degré de remplissage naturel des niveaux métastables des quartz détritiques.

L'évaluation du degré de remplissage relatif des niveaux métastables des quartz détritiques confirme l'absence de relation directe entre l'intensité du premier pic de thermoluminescence naturelle et le métamorphisme. Cette évaluation a été réalisée en soumettant une série de seize échantillons de grès du Champsaur prélevés dans la zone de la diagenèse, dans l'anchizone et dans l'épizone, à de très fortes irradiations X (# 42000 rads), sans préchauffe. L'émission obtenue après analyse classique intègre la thermoluminescence naturelle de l'échantillon et une thermoluminescence artificielle acquise grâce à une dose de rayonnement proche de la dose de saturation, six fois supérieure à la dose habituelle. Comparée à la seule émission naturelle, elle permet de calculer la hausse d'intensité qui affecte, après irradiation massive, les pics de TLN. On peut alors déceler d'éventuelles relations entre cette hausse, qui renseigne indirectement sur le taux de saturation des pièges, et le degré de métamorphisme.

N° ÉCH.	DEGRÉ DE MÉTAMORPHISME	TLN (u.a.)			TLN + TLA _{42000 rads} (u.a.)			Accroissement d'intensité TLN → TLN + TLA (%)	
		I_n	H1	H3	$I_n + I_a$	Éq. H1	Éq. H3	sur H1	sur H3
GC 50	DIAGENÈSE	87,2	127	221	182,3	218	243	72	10
GC 51		96,9	153	217	191,2	264	246	73	13
GC 52		52,2	69	154	162,3	168	218	143	42
GC 161		62,1	86	166	133,0	165	184	92	11
GC 78	ANCHIZONE	22,4	43	46	60,5	71	55	65	20
GC 79		54,0	65	153	122,9	136	189	109	24
GC 127		34,0	61	75	72,3	100	80	64	8
GC 172		41,3	70	100	91,8	110	111	57	11
GC 68	ÉPIZONE	42,4	56	126	117,2	128	170	129	35
GC 85A		34,4	53	80	86,3	93	94	75	18
GC 124		50,7	74	135	110,0	133	157	80	16
GC 176		28,6	54	59	72,0	102	75	89	27

Tableau n° III - Grès du Champsaur, quartz "en grains". Accroissement d'intensité (%) des pics 1 et 3 de basse et haute température de TLN par irradiation X massive (# 42000 rads), sans préchauffe.

I_n : intensité globale de TLN ; $I_n + I_a$: somme des intensités globales de TLN et de TLA mesurée entre 115 et 500°C ; H1, Éq. H1, H3, Éq. H3 : hauteurs des pics de TLN et des émissions équivalentes après irradiation X.

Les résultats, exposés dans le tableau n° III ci-dessus, montrent que l'accroissement d'intensité qui affecte les pics de thermoluminescence est fonction de leur température d'apparition : les valeurs les plus fortes (+57,1 à +143,5%) concernent systématiquement les pics de basse température, les plus faibles (+6,7 à +41,6 %) concernent, elles, les pics de haute température. Le taux de saturation des pièges rechargés naturellement est donc d'autant plus élevé que les niveaux métastables sont plus profonds et inversement. Mais ce taux ne paraît pas dépendre de la zonéographie métamorphique. En effet, des valeurs qui varient du simple au double sont enregistrées au sein d'une même zone diagénétique ou métamorphique : sur le premier pic de TLN, on observe ainsi un accroissement d'intensité de 71,7 à 143,5% dans la zone de la diagenèse, de 57,1 à 109,2% dans l'anchizone, de 75,5 à 128,6% dans l'épizone. Inversement, et toujours sur le même premier pic de TLN, on observe, pour un environnement métamorphique différent, des accroissements d'intensité parfois comparables : 71,7%, 65,1% et 75,5% pour trois prélèvements effectués dans la zone de la diagenèse, dans l'anchizone et dans l'épizone. Ces observations valent également pour le pic de haute température de TLN.

Des granitoïdes d'âges divers, cénozoïques à anté-cambriens, soumis à de mêmes doses de rayonnement, sans préchauffe¹³, montrent une relation identique entre la position des pics de thermoluminescence et le degré de remplissage des pièges correspondants avec, il faut le souligner, des hausses d'intensité et donc des taux de saturation peu différents des valeurs enregistrées dans les grès paléogènes du Champsaur (tableau n° IV).

Il faut alors conclure que la déstabilisation totale des électrons, intervenue lors du métamorphisme alpin, s'est effectuée sans atténuation des potentialités de piégeage des niveaux métastables du quartz, lesquels ont été naturellement rechargés, sans modification, après retour des matériaux dans un environnement thermique normal.

En marge de l'étude, les résultats obtenus sur les granitoïdes appellent les remarques suivantes :

— Le taux de saturation des niveaux de pièges dépend de la température d'apparition du pic correspondant, mais aussi, et surtout, de son ordre d'apparition. Ainsi, le premier pic présente

toujours un faible taux de saturation, qu'il soit de basse, moyenne ou haute température. Les exemples fournis par le granite de Bokan Mountain (Alaska) et une granodiorite éburnéenne de Côte d'Ivoire illustrent ce phénomène : le seul pic de TLN, de haute température (360-370°C) enregistre un accroissement d'intensité après irradiation X, sans préchauffe, de 141% dans un cas, de 167% dans l'autre. Un pic de position équivalente, mais précédé de pics de basse ou de moyenne température, présentera un accroissement d'intensité nettement plus limité, de l'ordre de 10 à 40% seulement (cf. tableau n° IV).

— La charge ou la recharge des pièges à électrons du quartz s'effectue rapidement à l'échelle des temps géologiques : la granodiorite de l'île d'Elbe, datée de 6,4 à 7 mA, présente une intensité globale de TLN moyenne ($I_n = 57,5$ u.a.), comparable et même supérieure à celle de bon nombre de granites hercyniens. L'accroissement d'intensité (22%) enregistré au niveau des différents pics de TLN, après irradiation X sans préchauffe, montre que les pièges les plus profonds, responsables de l'émission de haute température, sont normalement saturés. On comprend alors aisément que les électrons métastables des quartz détritiques paléogènes alpins, dépiégés lors de l'épisode métamorphique post-priabonien, aient, depuis lors, regagné leurs centres de piégeage respectifs sous l'effet de la radioactivité naturelle de leur environnement minéral.

— Les valeurs de I_n obtenues sur les granitoïdes sont très hétérogènes, comprises entre 10,7 u.a. et 453,5 u.a. Les valeurs les plus fortes concernent préférentiellement les roches à texture microgrenue des stocks hypovolcaniques du Djebel Mzihla, Algérie ($I_n = 453,5$ u.a.), de l'Estérel ($I_n = 260,4$ u.a.), du Faulat ($I_n = 111,8$ u.a.). Les valeurs les plus faibles sont le fait des roches à texture grenue prélevées dans les plutons granitiques ou granodioritiques de cratons polycycliques : charnockite de Man ($I_n = 10,7$ u.a.) et granodiorite éburnéenne de Man ($I_n = 12,3$ u.a.) de Côte d'Ivoire, métagranite du Mendic, Montagne Noire ($I_n = 12,3$ u.a.), granites de Bokan Mountain, Alaska ($I_n = 15,3$ u.a.), de Ploumanac'h, Bretagne ($I_n = 19,9$ u.a.). La seule exception concerne le batholite granitique du Plan de la Tour, intrusif dans le cristallophyllien du massif des Maures, qui présente, pour ses différents faciès, des intensités globales de TLN très fortes, supérieures à 250 u.a. Le mode de mise en place de la roche, ses conditions de cristallisation, son chimisme, influencent donc très

¹³ Pour cette expérience, la technique de préparation des échantillons de roches a été complétée par une attaque des poudres de quartz à l'acide sulfurique, d'une durée de 24 heures, afin d'éliminer la fluorine que renferment systématiquement les granitoïdes hypovolcaniques d'âge récent. La dissolution de la fluorine, rendue nécessaire par sa très forte thermoluminescence, s'effectue suivant la relation : $\text{SiO}_2 + \text{CaF}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4 \leftrightarrow \text{SiO}_2 + 2 \text{HF} + \text{CaSO}_4$. L'acide fluorhydrique formé contribue à la suppression des traces de feldspaths sur les grains.

GRANITOÏDE	DATATION ISOTOPIQUE (en mA)	TLN (u.a.)					TLN + TLA ₄₂₀₀₀ rads (u.a.)					Accroissement d'intensité : TLN → TLN + TLA (%)			
		I_n	H1	H2	H3	H4	$I_n + I_a$	H1	H2	H3	H4	H1	H2	H3	H4
Granodiorite, île d'Elbe, Italie	6,4 - 7 ¹	57,5	73	101	127	-	171,6	300	144	155	-	311	43	22	-
Granite, Filfila, Algérie	15,3 ± 0,5 ²	35,2	52	57	79	-	140,9	177	91	101	-	240	60	28	-
Microdiorite, Mzihla, Algérie	15,7 ± 0,8 ³	453,5	295	-	1365	-	692,5	768	-	1505	-	160	-	10	-
Estérelite, Estérel	33 ⁴	260,4	192	-	1330	-	513,2	399	-	1653	-	108	-	24	-
Granodiorite, Adamello, Italie	30 - 45 ⁵	76,6	118	-	113	-	278,8	236	-	155	-	100	-	37	-
Granite, Tarraouadji, Niger	# 160 ⁶	67,4	59	-	134	120	458,0	214	-	176	127	263	-	31	6
Granite, Bokan Mountain, Alaska	171 ± 5 ⁷	15,3	-	-	44	-	46,0	-	-	106	-	-	-	141	-
Granite du Sidobre, M. Central (M-C)	285 ± 13 ⁸	38,3	77	59	-	33	111,8	115	86	-	35	49	46	-	6
Granite de Ploumanac'h, Bretagne	290 ⁹	19,9	35	49	-	-	78,1	82	63	-	-	134	29	-	-
Microgranodiorite du Faulat, M-C	290 ± 30 ⁸	111,8	236	208	-	123	246,7	288	235	-	123	22	13	-	0
Granite du Mayet de Montagne, M-C	320 ¹⁰	53,6	115	104	-	65	165,5	158	118	-	64	37	13	-	0
Granite du Plan de la Tour, Maures	320 ± 15 ¹¹	257,4	288	-	711	-	459,6	635	-	830	-	120	-	17	-
Granite des Martyrs, M-C	330 ± 17 ⁸	36,8	37	55	-	33	142,5	75	71	-	33	103	29	-	0
Granite du Mendic, M-C	510 ± 20 ¹²	12,3	7	10	18	-	32,2	41	46	22	-	486	360	22	-
Granodiorite éburnéenne, C. d'Ivoire	1850 - 2030 ⁶	12,3	-	-	9	-	61,3	-	-	24	-	-	-	167	-
Charnockite de Man, C. d'Ivoire	> 2646 ⁶	10,7	25	34	33	-	107,2	68	55	39	-	172	62	18	-

Tableau n° IV - Granitoïdes, quartz "en grains". Accroissement d'intensité (%) des pics 1 à 4 de basse, moyenne, haute et très haute température de TLN par irradiation massive (# 42000 rads), sans préchauffe.

I_n = Intensité globale de TLN ; $I_n + I_a$ = somme des intensités globales de TLN et de TLA mesurées entre 115 et 500°C ; H1, H2, H3, H4, hauteurs des pics de TLN et de leurs équivalents après irradiation X.

¹ G. FERRARA *et al.*, 1961 ; ² Détermination S. BORSI in : H. BELLON, 1976 ; ³ H. BELLON, 1976 ; ⁴ J.-C. BAUBRON, 1974 ; ⁵ S. BORSI *et al.*, 1966 ; ⁶ Carte Tectonique Internationale de l'Afrique, UNESCO, 1968 ; ⁷ B. COLLOT, 1981 ; ⁸ J. HAMET *et al.*, 1973 ; ⁹ M. BARRIERE, 1976 ; ¹⁰ K. KURTBAS, 1972 ; ¹¹ H. MALUSKI, 1972 ; ¹² J. HAMET *et al.*, 1973.

largement l'acquisition des caractères TL du quartz des granitoïdes, notamment en ce qui concerne les potentialités de piégeage des niveaux métastables.

A texture identique, I_n présente par ailleurs une tendance à la baisse d'autant plus marquée que les granitoïdes sont plus anciens. La relation est nette dans le cas des roches hypovolcaniques analysées : 453,5 u.a., 260,4 u.a., 111,8 u.a., pour les microdiorites du Mzihla et de l'Estérel et la microgranodiorite du Faulat datées respectivement de 15,7, 33 et 290 mA ; elle paraît moins régulière dans le cas des plutonites, qui montrent de nombreuses exceptions, parmi lesquelles les plus nettes sont le fait du granite jurassique de Bokan

Mountain et du granite hercynien du Plan de la Tour. L'intensité globale de TLN du premier ($I_n = 15,5$ u.a.) est faible, inférieure aux valeurs obtenues sur les granites hercyniens, celle du second est par contre nettement plus forte. Les valeurs de I_n les plus faibles concernent cependant les roches les plus anciennes — précambriennes et cambrienne — parmi toutes celles analysées. L'accroissement d'intensité des divers pics de TL n'étant pas supérieur, pour ces roches, à celui enregistré, à pic équivalent, sur les granitoïdes plus récents, une conclusion s'impose : les faibles intensités de TLN des granitoïdes précambriens et cambriens ne sont pas dues à des phénomènes de

vidage, de sous-saturation anormale des pièges à électrons ; elles traduisent une destruction irréversible de ces mêmes pièges liée au vieillissement du minéral. Cette conclusion peut être rapprochée des résultats expérimentaux de E.J. ZELLER (1952) et de J.-M. CHARLET (1969) relatifs à l'influence de la dose de rayonnement reçue par l'échantillon de poudre sur l'intensité de l'émission de TLA : de fortes doses de rayonnement, supérieures à la dose de saturation, provoquent "une désexcitation par vidage de certains pièges, qui se traduit par une réduction de l'émission thermoluminescente". De tels effets de "désexcitation" par sursaturation naturelle interviennent probablement au cours des périodes géologiques, compte tenu de la rapidité avec laquelle s'effectue la charge, ou la recharge, des niveaux métastables.

L'ensemble de ces observations suggère donc l'existence de relations complexes entre l'intensité de thermoluminescence naturelle, le type et l'âge des granitoïdes, leurs conditions de cristallisation. Elles ne peuvent qu'inciter à la prudence en ce qui concerne l'emploi de la thermoluminescence en géochronologie. En tout état de cause, la méthode paraît devoir être réservée à la datation d'événements récents, intervenus dans un intervalle de temps limité, inférieur à la période de charge naturelle des niveaux métastables des matériaux. Les résultats obtenus sur la granodiorite de l'île d'Elbe montrent que cette période, au cours de laquelle l'intensité de TL est vraisemblablement croissante avec le temps, ne dépasse pas la dizaine de millions d'années. Après saturation des niveaux métastables, l'intensité de TL est probablement décroissante. Une analyse précise des valeurs de ce paramètre, pour des granitoïdes d'âges divers, en relation avec la mesure de la radioactivité propre de la roche, permettrait, peut-être, de dégager une relation entre la TL et le temps et d'étendre la méthode de datation par thermoluminescence à des événements antérieurs au Quaternaire.

b. Thermoluminescence artificielle.

Les courbes de TLA des matériaux détritiques paléogènes sont de classement systématique plus délicat. Les raisons sont multiples : nombre de pics exprimés - cinq à sept - plus élevé, intensités de ces pics plus faibles, hormis en ce qui concerne le premier (90°C) et le dernier pic (365°C). Le degré de variabilité de l'intensité relative des divers pics est donc assez réduit, ce qui se traduit par des courbes dont les caractères sont peu tranchés (fig. 44, B). Sur le plan de la forme générale, ces courbes reproduisent grossièrement, dans les domaines de température correspondants, les courbes de thermoluminescence naturelle. Une différence existe cependant au niveau de l'intensité relative des pics de TLA équivalents aux émissions de basse et de haute température de TLN. Ce para-

mètre, défini par un nombre sans dimension compris entre 0 et 100 fourni par un rapport de type : $(H_x / H_x + H_y) \cdot 100$ (cf. 1ère partie, § 3.1.3, p. 25), évolue certes proportionnellement entre la TLA et la TLN, mais il reste toujours inférieur à 50 en analyse artificielle, alors qu'il peut largement dépasser cette même valeur en analyse naturelle.

Le caractère peu accentué des pics de TLA se répercute sur les valeurs de l'intensité globale de l'émission lumineuse qui sont généralement plus faibles que les valeurs correspondantes de TLN. I_a , sommée entre 115 et 500°C, évolue entre 11,2 et 66,5 u.a. pour les Grès d'Annot, entre 6,0 et 54 u.a. pour les Grès du Champsaur, entre 13,2 et 48,1 u.a. pour les Grès du Pays des Arves, entre 10,5 et 69 u.a. pour les Grauwackes de Taveyannaz. Les valeurs moyennes respectives s'établissent à 33,2 u.a., 23,1 u.a., 31,1 u.a. et 34,2 u.a.

Les intensités de TLA des quartz détritiques demeurent cependant nettement supérieures à celles des quartz filoniens alpins (cf. tableau n° II). Le rapport des paramètres entre les deux types de matériaux est voisin de 10 dans les Alpes maritimes *s.l.*, compris entre 4 et 6 dans les affleurements du Champsaur et du Pays des Arves, proche de 23 en Haute-Savoie.

L'une des causes du faible développement de l'émission artificielle des quartz détritiques face à l'émission naturelle est d'ordre expérimental, en relation avec les conditions d'obtention de la TLA. La modification de variables telles que la température et la durée de neutralisation thermique, la dose d'irradiation, provoque une hausse de l'intensité de TLA (cf. 1ère partie, § 4.2.3, p. 34). Elle ne permet cependant pas à I_a d'atteindre, sans perturbation de la forme générale des courbes, les valeurs de I_n . E.J. ZELLER et J.-M. CHARLET (*op. cit.*) ont montré, sur des matériaux différents, que des doses d'irradiations croissantes provoquaient, dans un premier temps, une hausse rapide, presque linéaire, de l'intensité de TLA, puis, au-delà d'un seuil de saturation, une baisse de cette même intensité. Cette chute traduit le vidage électronique partiel de certains pièges et vraisemblablement leur destruction.

Les différences d'intensité enregistrées entre la TLN et la TLA ont probablement d'autres causes, liées au mécanisme même d'acquisition de la thermoluminescence par les minéraux. Les niveaux métastables du quartz paraissent être plus aptes à la recharge électronique naturelle, lente, réalisée à partir de rayonnement faiblement énergétiques, qu'à la recharge artificielle effectuée rapidement à l'aide de rayonnement hautement énergétiques. Dans la plupart des cas en effet, qu'il s'agisse de matériaux de la chaîne alpine ou d'autres, l'intensité de TLN l'emporte sur l'intensité de TLA, quel que soit le type de quartz "en grains"

analysé, ses conditions de cristallisation et d'évolution thermo-barométriques et chimiques post-génétiques. Seul le quartz filonien présente des valeurs de I_n et de I_a comparables (cf. fig. 31, p. 59).

Un rapprochement peut également être effectué avec l'existence de l'épisode métamorphique alpin post-priabonien, dont on a vu qu'il avait certainement entraîné le dépiégeage total des électrons métastables des quartz détritiques paléogènes. Cette hypothèse est d'autant plus séduisante que le trait essentiel des filons stériles alpins, développés lors de ce métamorphisme dans l'encaissant détritique paléogène, réside dans la faiblesse des intensités de TLN et de TLA. Une essai de corrélation effectué, comme pour I_n , à l'échelle de l'affleurement, dans le Champsaur et dans le Pays des Arves, ne révèle cependant pas de relation directe et systématique entre I_a et le degré de métamorphisme supposé.

c. Le rapport I_n/I_a : un indicateur potentiel du degré de métamorphisme.

L'absence de relation directe entre le degré de métamorphisme et les intensités absolues de thermoluminescence naturelle et artificielle du quartz "en grains" conduit à tenter un rapprochement avec les valeurs relatives de ces paramètres. L'emploi du diagramme (I_n, I_a) défini dans la première partie de ce travail (§ 5.2.2, p. 42), permet une visualisation rapide des phénomènes.

L'infériorité quasi systématique de I_a devant I_n se traduit, dans un diagramme (I_n, I_a), par un rejet des points représentatifs des quartz détritiques au-dessus de la droite 1:1, alors que les projections des filons stériles alpins se disposent statistiquement de part et d'autre de cette même droite. Les aires de variabilités des quatre formations détritiques paléogènes analysées présentent des formes et des positions voisines qui les distinguent du champ des filons alpins. Quelques uns des traits des divers groupements sont à souligner (fig. 45, p. 100) :

- Les quatre aires de variabilité sont assez nettement séparées des groupements de quartz filonien. Le diagramme (I_n, I_a) traduit parfaitement la différence d'intensité de TL qui existe entre les deux types de matériaux. Seuls le Pays des Arves, et le Champsaur, qui sont des régions largement affectées par la déformation et le métamorphisme mésoalpins, montrent un recouvrement non négligeable dans le premier cas, très limité dans le second, des deux groupements détritique et filonien. Les détritiques qui s'inscrivent dans l'aire de variabilité des filons représentent respectivement 29% et moins de 1% de la totalité des échantillons de grès analysés dans chacune de ces deux régions ; ils concernent souvent des roches

largement atteintes par les phénomènes de solution-cristallisation alpins, qui rendent difficile la séparation manuelle des grains de quartz alors effectuée par méthode densimétrique. Dans ce dernier cas, il est bien évidemment impossible d'éliminer le quartz de néogène.

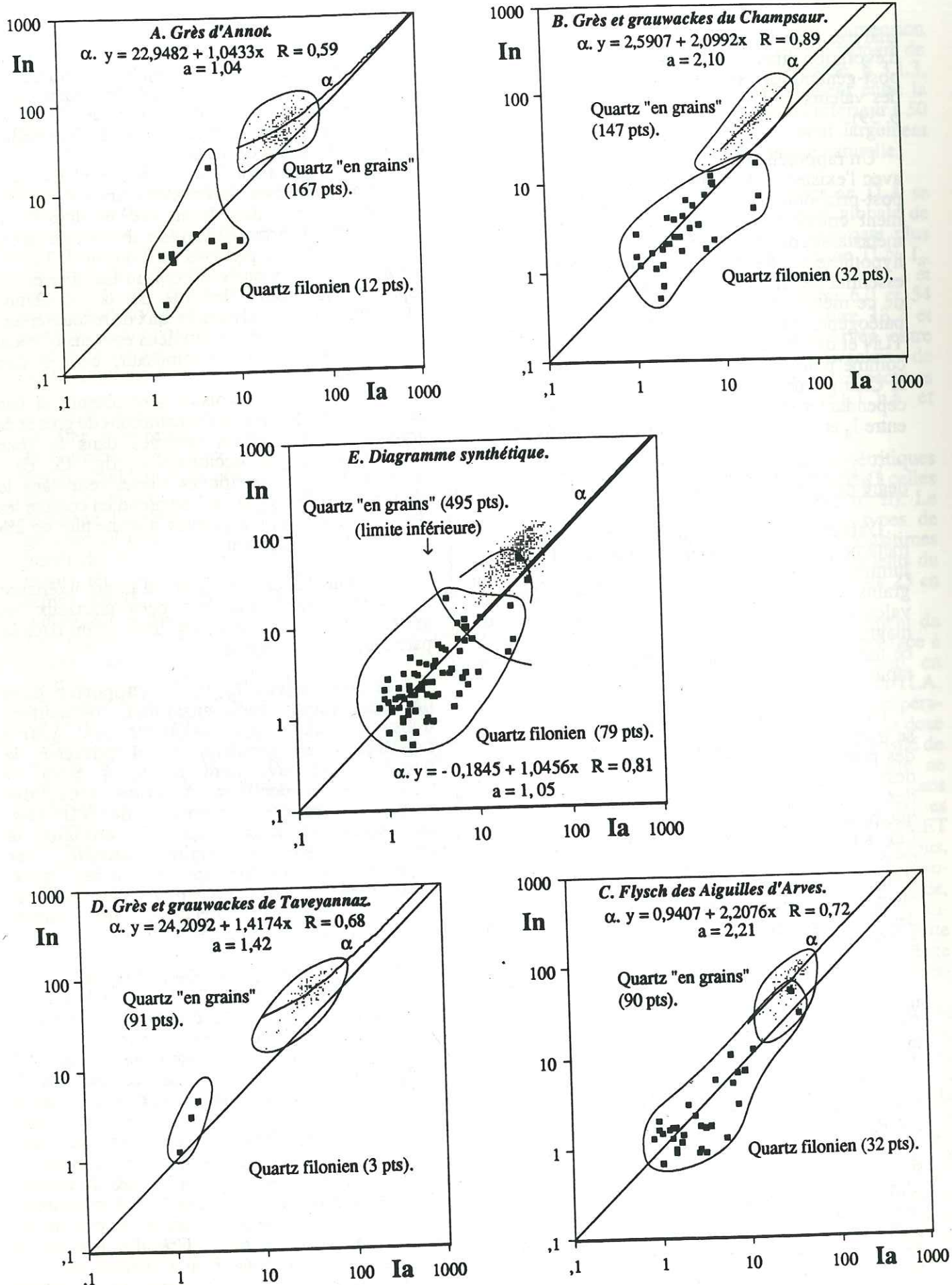
On remarquera que le pourcentage relativement élevé enregistré pour le Pays des Arves est en fait lié à l'existence de deux filons aux intensités de TL anormalement fortes. Si l'on fait abstraction de ces deux échantillons, prélevés au Pont de Villarclement et dans la montée du col du Galibier et qui représentent moins de 3% de la population filonienne alpine analysée, le taux de recouvrement des quartz détritiques et filoniens est sensiblement identique à celui du Champsaur, c'est à dire négligeable.

Des pourcentages voisins sont obtenus si l'on raisonne sur la totalité des échantillons de grès et de grauwackes paléogènes prélevés dans la zone externe des Alpes occidentales (fig. 45, E) : environ 30% de détritiques s'inscrivent dans le champ des filons alpins si l'on prend en compte les deux filons du Pays des Arves, à peine plus de 2% si l'on en fait abstraction.

Dans tous les cas de figure, la limite inférieure des aires de variabilité des stocks quartzeux "en grains" recoupe le champ des filons alpins dans sa partie tout à fait supérieure.

Les paramètres I_n et I_a , rapportés dans un diagramme bidimensionnel, permettent donc de distinguer aisément les quartz détritiques et filoniens et d'apprécier le degré de recouvrement de leurs aires de variabilité respectives. Compte tenu des nettes différences d'intensité de TL existant entre les deux types de matériaux, la thermoluminescence alpine induite par l'épisode métamorphique barrovien post-priabonien ne peut en aucun cas masquer les caractères TL originels des quartz détritiques du Paléogène.

- Deux des quatre groupements de quartz détritiques recoupent quelque peu la droite 1:1. Il s'agit des groupements concernant les Grès d'Annot et le Flysch des Aiguilles d'Arves. Dans le premier cas, les rares points situés au-dessous de la droite 1:1 ($I_n/I_a < 1$) concernent tous des échantillons de roches prélevés dans les synclinaux occidentaux et méridionaux de la formation : Annot, Rouaine, Saint-Antonin et Menton. Ces affleurements sont parmi les plus externes des Alpes sud-occidentales. A l'opposé, les valeurs les plus fortes du rapport I_n/I_a , qui avoisinent ou dépassent 3,0 sont fournies assez systématiquement par les affleurements les plus internes du domaine des Grès d'Annot : partie médiane et septentrionale du synclinal de Peira Cava (Moureou, Fougassa), massif du Tournaiet



(col d'Andrion), Bonette (Camp des Fourches), Cayolle (Cabane des Garrets), haute Roya (col de Tende). Dans le cas des Grès du Pays des Arves, les trois prélèvements pour lesquels I_n/I_a est inférieur à 1 concernent une aire géographique limitée (moins de 15 km de développement longitudinal), centrée sur la vallée de la Valloirette en Maurienne, entièrement comprise dans l'anchizone d'après la carte métamorphique des Alpes de E. NIGGLI *et al.* (1973).

— Les distributions statistiques des matériaux détritiques et filoniens affectent la forme de nuages allongés, hormis celle des Grès d'Annot. Les lignes de régression de I_a en I_n — lignes joignant les moyennes des distributions observées liées par I_n — présentent une tendance générale linéaire nettement affirmée (cf. les équations liant I_n à I_a) et rien ne paraît s'opposer à ce que l'on assimile la distribution de I_n et de I_a à une distribution normale. Le coefficient de corrélation R est toujours significativement différent de 0, ce qui confirme bien l'existence d'une corrélation entre I_a et I_n .

— Les droites de régression linéaires des divers groupements détritiques et filoniens présentent des pentes remarquables. La pente de la droite de régression linéaire des filons est proche de 1, ce qui n'a rien d'étonnant compte tenu du dessin et de la position de l'aire de variabilité correspondante.

Fig. 45 - Diagrammes (I_n , I_a) des quartz détritiques (points) et filoniens (carrés pleins) des affleurements paléogènes de la zone alpine externe.

α = droites de régression linéaire de I_a en I_n tracées pour les différents stocks détritiques et filonien, avec équation de ces droites, de la forme $y = f(x)$, indication des pentes des droites (a) et des coefficients de corrélation (R) des deux variables.

Ces diagrammes montrent :

1. Les nettes différences d'intensité de TL des quartz détritiques et filoniens ;
 2. La position anormale des groupements détritiques, en majeure partie situés au-dessus de la droite 1:1 ($I_n > I_a$), alors que le champ des filons alpins est axé sur cette même droite ;
 3. L'évolution remarquable des valeurs de la pente des droites de régression linéaire des divers groupements qui, proches de 1 pour l'ensemble des filons de quartz stériles alpins ($a = 1,05$) et les Grès d'Annot ($a = 1,04$), s'accroissent nettement dans le cas des Grauwackes de Taveyannaz ($a = 1,42$), des Grès du Champsaur ($a = 2,10$) et du Pays des Arves ($a = 2,21$).
- Le diagramme central synthétise l'ensemble des données numériques.

Les pentes des droites de régression linéaire des groupements détritiques sont régulièrement croissantes pour les Grès d'Annot, les Grauwackes de Taveyannaz, les Grès du Champsaur, le Flysch des Aiguilles d'Arves. Or, ces formations paraissent dans l'ordre, et globalement, de plus en plus internes et de plus en plus atteintes par les déformations et les phénomènes de solution-cristallisation mésoalpines.

Lorsque l'on étudie la distribution de roches de complexes cristallins ou de formations détritiques ayant évolué, après leur genèse, en dehors de tout climat métamorphique, il apparaît clairement que leurs aires de variabilité sont peu homogènes. Les pentes des droites de régression linéaires sont très variables et les coefficients de corrélation R parfois proches de 0 (fig. 46).

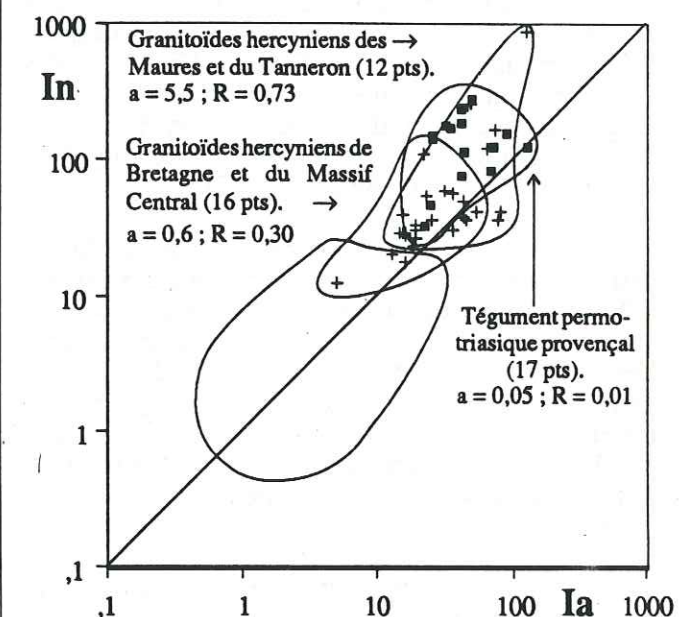


Fig. 46 - Diagrammes (I_n , I_a) de matériaux cristallins et sédimentaires prélevés en dehors de la zone d'influence du métamorphisme alpin.

a = pente de la droite de régression linéaire ;
 R = coefficient de corrélation liant I_n à I_a .

L'ensemble de ces observations suggère l'existence d'un lien entre les valeurs anormalement faibles de l'intensité de thermoluminescence artificielle des quartz détritiques paléogènes et le métamorphisme barrovien mésoalpin développé après le dépôt des complexes détritiques terminaux de la zone dauphinoise *s.l.* Ce lien n'est pas direct, mais s'effectue par l'intermédiaire du rapport I_n/I_a . Et ceci est somme toute logique. En effet, les populations de quartz ne peuvent être que très diversifiées au sein d'ensembles détritiques aussi

hétérogènes que les grès paléogènes. Les paramètres de TL, parmi lesquels I_n et I_a , le sont également. Pour observer une relation directe entre l'intensité de thermoluminescence artificielle et le métamorphisme, il faudrait que la valeur du paramètre I_a soit totalement indépendante de I_n , uniquement fonction du métamorphisme. Or, les valeurs du coefficient de corrélation liant I_a et I_n - nettement différentes de 0 - montrent que, dans les grès paléogènes, la TLA et la TLN sont deux variables quantitativement liées. Ces deux variables sont également liées qualitativement, la forme générale des courbes de TLA étant toujours assez proche de celle des courbes de TLN dans les domaines de température correspondants. Les effets du métamorphisme alpin ne peuvent donc être appréhendés qu'en éliminant d'abord la variance d'origine génétique du paramètre I_a , c'est à dire en raisonnant sur un rapport de type I_n/I_a . Statistiquement, ce rapport enregistre effectivement une légère augmentation en fonction d'un degré de métamorphisme croissant. Dans le Champsaur, sa valeur moyenne est ainsi de 2,19 dans la zone de la diagenèse, de 2,25 dans l'anchizone et de 2,32 dans l'épizone, ceci en fonction de la zonéographie établie par J. APRAHAMIAN (1974).

Il existe, par ailleurs, une corrélation inverse entre les valeurs moyennes respectives des rapports I_n/I_a des quartz détritiques et filoniens au sein des quatre formations détritiques paléogènes externes. Ces valeurs sont d'autant plus élevées pour le matériel déritique qu'elles sont faibles pour le matériel filonien et inversement (cf. tableau n° II, p. 94). Une telle corrélation ne peut être le fait du hasard, mais pourrait bien dépendre du métamorphisme alpin.

3.3.2.2 - Les matériaux sédimentaires, éruptifs et métamorphiques "anté-flyschs" paléogènes des domaines alpins externe et interne.

a. Domaine externe.

Le quartz des matériaux anté-priaboniens sédimentaires et cristallins de ce domaine présente, comme celui des grès priaboniens et oligocènes,

des courbes de thermoluminescence naturelle et artificielle très variées et des intensités I_n et I_a dans la plupart des cas nettement supérieures à celles des filons stériles alpins. Les échantillons de roche qui s'inscrivent dans le champ des filons alpins se projettent assez près de la limite supérieure de ce champ (point moyen : $I_n = 13,2$ u.a. ; $I_a = 13,6$ u.a.). Si l'on fait abstraction des deux filons aux intensités de TL anormalement élevées du Pays des Arves, ce sont à peine 5% des matériaux sédimentaires, éruptifs et métamorphiques qui s'inscrivent dans l'aire de variabilité des filons de quartz stériles alpins, avec la répartition suivante : environ 1% pour les formations de couverture éocènes anté-priaboniennes et le tégument carbonifère et permotriasique des massifs cristallins externes, 3% pour ces mêmes massifs cristallins externes. Aucun des points représentatifs des formations détritiques crétacées ne s'inscrit dans le champ des filons de quartz stériles alpins. Le taux de recouvrement passe de 5 à 31% si l'on prend en compte les deux filons du Pays des Arves, avec des pourcentages relatifs identiques entre les divers ensembles sédimentaires et cristallins.

Comme dans le cas des complexes détritiques terminaux, les intensités de TLN sont assez systématiquement supérieures aux intensités de TLA. Les exceptions (3,2%) concernent indifféremment des matériaux des socles ou de leurs couvertures. De même, les niveaux métastables du quartz sont normalement saturés en TLN par comparaison avec ceux de matériaux rocheux externes à la chaîne, indemnes de toute déformation et métamorphisme alpins (fig. 47). Il convient donc d'admettre, comme pour les Grès du Champsaur, et compte tenu des expériences de laboratoire précitées, une recharge complète des pièges à électrons du quartz de ces matériaux après la fin de l'épisode métamorphique mésoalpin.

Cette analyse globale des faits peut être modulée et précisée dans le détail :

• Les conglomérats, arkoses, sables et calcaires gréseux déposés lors de la transgression paléogène présentent des intensités de TL plus hétérogènes que celles des complexes

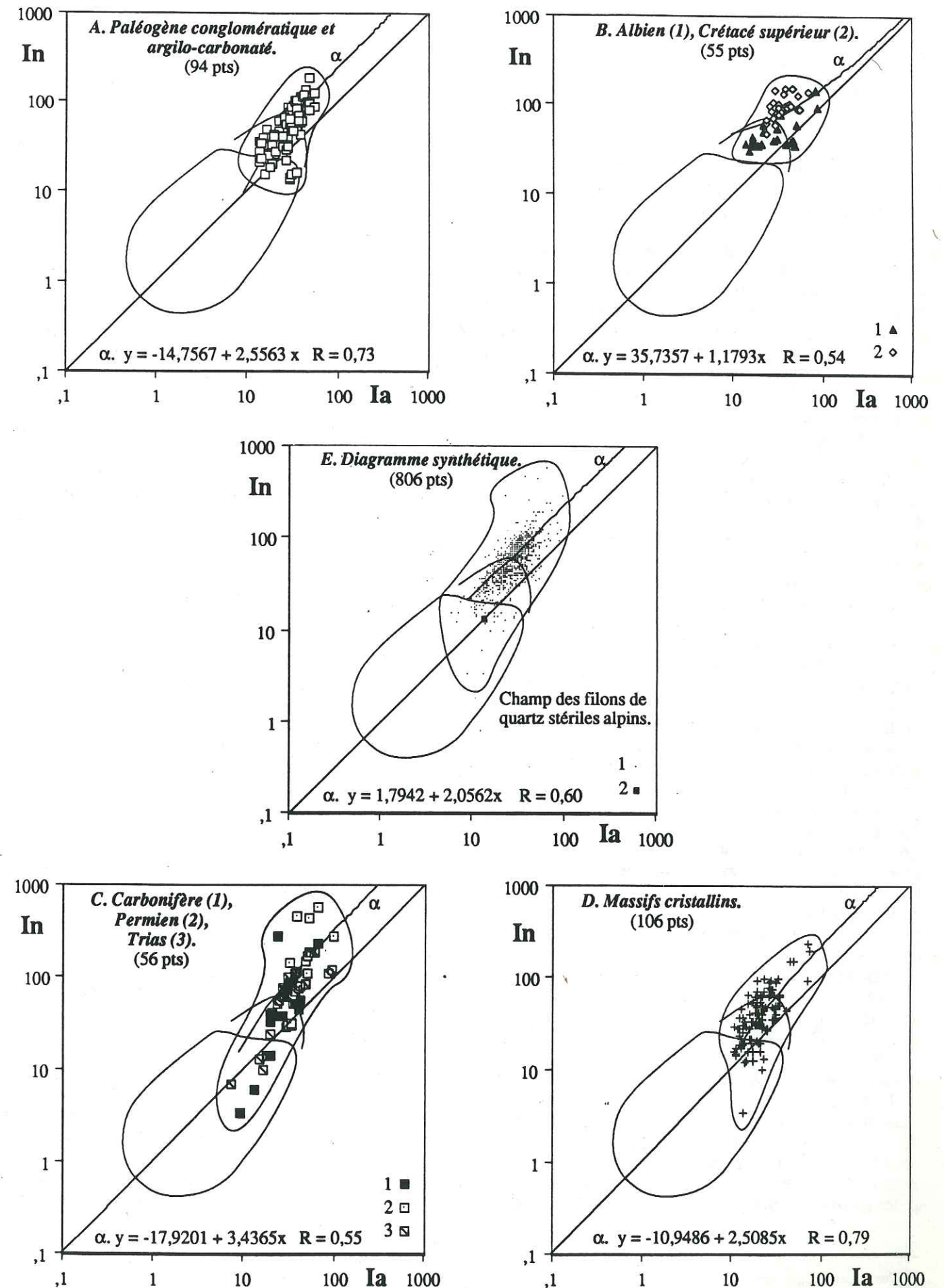
Fig. 47 - Diagrammes (I_n , I_a) du quartz des matériaux cristallins et sédimentaires "anté-flyschs" paléogènes de la zone alpine externe.

α = droites de régression linéaire de I_a en I_n des divers ensembles sédimentaires et cristallins ; $y = f(x)$: équations des droites de régression linéaires ; R : coefficient de corrélation liant I_a et I_n .

On remarquera le plus grand étalement des matériaux des massifs cristallins externes et de leur tégument tant au-delà qu'en deçà de la limite supérieure du champ des filons alpins, ainsi que la baisse - légère - des valeurs du coefficient de corrélation R.

Les pentes des diverses droites de régression sont toutes supérieures à 1, la valeur la plus forte concernant le matériel carbonifère et permotriasique tégumentaire ($a = 3,4$), la plus faible le Crétacé ($a = 1,2$).

Sur le diagramme synthétique E ont été distingués les points de projection des différents types de matériaux du domaine externe (1) et le point moyen des matériaux inscrits dans le champ des filons stériles alpins (2).



détritiques terminaux : les valeurs couvrent une gamme assez étendue allant d'un peu plus de 10 u.a. (Champsaur occidental et Pays des Arves) à près de 200 u.a. (Alpes maritimes s.l.). La corrélation entre I_n et I_a est bonne ($R = 0,73$) ;

• **Les populations de quartz du Crétacé** se groupent en deux nuages de points homogènes suivant l'âge des dépôts : albien ou crétacé terminal.

Le Crétacé terminal présente les intensités de TLN les plus fortes ($47,4 \text{ u.a.} < I_n < 153 \text{ u.a.}$) et les plus homogènes (valeur moyenne : 100 u.a.) ; les intensités de TLA comparativement plus faibles ($24,0 \text{ u.a.} < I_a < 71,7 \text{ u.a.}$) provoquent une excentration marquée du nuage de points au-dessus de la droite 1:1.

L'Albien montre en moyenne une meilleure correspondance des valeurs de I_n et de I_a . Son aire de variabilité recoupe la droite 1:1. Seul le matériel du revers interne du Mont-Blanc (Val Ferret, Lavachey), qui ne se présente d'ailleurs pas sous le faciès glauconieux classique de la zone alpine externe, mais qui rappelle les faciès du Santonien-Turonien supérieur métamorphique de la marge interne de l'Argentera (Valdieri, Ponte Rosso), montre – comme ce dernier d'ailleurs – de fortes intensités de thermoluminescence.

• **Les stocks quartzux des conglomérats, arkoses et grès du tégument carbonifère et permo-triasique** des massifs cristallins externes sont parmi les plus hétérogènes de la zone delphino-helvétique en ce qui concerne les intensités de thermoluminescence. Leur aire de variabilité s'étend depuis de très faibles valeurs ($I_n = 3,4 \text{ u.a.}$; $I_a = 7,0 \text{ u.a.}$) qui concernent des conglomérats métamorphiques carbonifères du Taillefer et des arkoses du Combeynot, jusqu'à de très fortes ($I_n = 580 \text{ u.a.}$; $I_a = 94,9 \text{ u.a.}$) enregistrées sur le Permien rubéfié des Rouchoux. Ce Permien présente, avec le Paléogène subbriançonnais, les intensités de thermoluminescence les plus fortes enregistrées sur l'ensemble des Alpes occidentales. Les nettes différences de valeur des paramètres I_n et I_a sont à l'origine de la baisse du coefficient de corrélation R , dont l'ordre de grandeur rappelle celui des populations de quartz crétacées. De tels paramètres caractérisent assez systématiquement le quartz, remanié ou non, d'origine volcanique à hypovolcanique acide.

Les échantillons de roches qui s'inscrivent dans le champ des filons alpins sont, en majeure partie, des conglomérats dans lesquels la proportion de dragées de quartz est forte. Si leur pourcentage est équivalent à celui enregistré pour les formations paléogènes liées à la transgression nummulitique

(# 1%), leur position diffère par une plus large intégration à l'intérieur de l'aire de variabilité des filons et donc par un plus net recouvrement de celle-ci.

• **Le quartz éruptif et métamorphique des massifs cristallins externes** présente également des intensités de thermoluminescence naturelle assez fortes et hétérogènes. I_n évolue entre 10 et 100 u.a. en ce qui concerne les granites et les migmatites qui se caractérisent souvent par des paramètres TL voisins – notamment dans le massif de Belledonne – et qui sont l'indice de relations génétiques étroites entre ces deux types de matériaux. Deux granitoïdes dépassent même cette dernière valeur : l'un prélevé dans le massif de leucogranite calco-alcalin du Rocheray en Maurienne ($I_n = 194,5 \text{ u.a.}$), l'autre dans le massif granitique de Beaufort dans la chaîne de Belledonne ($I_n = 148,5 \text{ u.a.}$). Les intensités de TLA sont comparativement faibles, inférieures à 40 u.a. en majorité.

Les rhyolites et les porphyroïdes se distinguent des migmatites et des granites par leurs intensités de TLN systématiquement fortes à très fortes ($60,9 \text{ u.a.} < I_n < 234 \text{ u.a.}$).

Les rares matériaux qui fournissent des rapports I_n/I_a inférieurs à 1 sont des granites du Mont-Blanc et de Belledonne et surtout des conglomérats métamorphiques de la zone corticale sud-pelvousienne de Chaillol, dont le quartz est directement remanié à partir des exsudats du cristallin sous-jacent.

Le pourcentage d'échantillons de roches s'inscrivant dans le champ des filons alpins et le plus élevé (3%) de toute la zone delphino-helvétique ; le recouvrement de ce champ est qualitativement assez proche de celui réalisé par les matériaux tégumentaires.

b. Domaine interne.

Un nombre relativement élevé d'échantillons de roches exogènes et endogènes de ce domaine structural se projette dans le champ des filons alpins : au total : 18,5% d'échantillons prélevés contre 5% pour le domaine externe¹⁴. Le point moyen de ces matériaux est plus nettement décalé vers les faibles intensités que le point homologue des matériaux du domaine externe ($I_n = 9,8 \text{ u.a.}$; $I_a = 10,9 \text{ u.a.}$). Le Briançonnais sur l'ensemble des Alpes occidentales, la zone supposée des racines helvétiques et ultrahelvétiques, le Valaisan et le massif cristallin interne de la Dent Blanche en arrière du Mont-Blanc, sont les domaines où se rencontrent le plus fréquemment les quartz à faibles intensités de thermoluminescence. Le Subbriançonnais se caractérise, au contraire, par des paramètres I_n et I_a très élevés. Quant aux flyschs allochtones,

leurs intensités sont, à deux exceptions près, moyennes à fortes, sans aucune relation avec celles des filons stériles alpins (fig. 48).

• Dans le **Subbriançonnais**, les conglomérats lutétiens, qui sont avec les flyschs d'âge priabonien et turonien-paléocène, les seuls matériaux riches en quartz de cette zone, montrent des intensités de thermoluminescence naturelle remarquablement élevées ($62,5 \text{ u.a.} < I_n < 304,5 \text{ u.a.}$). Celles-ci dépendent étroitement de la présence, dans la formation, d'éléments de roches endogènes acides à texture felsitique. Ces éléments, analysés séparément, fournissent en effet, à une exception près, des intensités de TLN comprises entre 100 et 600 u.a., avec une majorité de valeurs supérieures à 300 u.a. Ce trait dominant est commun à l'ensemble des formations conglomératiques paléogènes subbriançonnaises des Alpes occidentales. On le rencontre au Sud de la chaîne dans l'unité du col de Tende, ainsi qu'aux abords de l'Ubaye et de l'Embrunais dans les unités du Pelat et de la Martinasse. Le paramètre I_n est légèrement atténué au niveau de la matrice des éléments rhyolitiques et dacitiques en raison de la présence de quartz d'origine filonienne aux côtés des quartz volcaniques.

Les intensités de thermoluminescence naturelle des flyschs du Turonien-Paléocène et du Lutétien-Priabonien sont du même ordre de grandeur que celles des complexes détritiques paléogènes externes ($23,7 \text{ u.a.} < I_n < 81,5 \text{ u.a.}$). Pour l'ensemble du Subbriançonnais, les émissions de TLA, bien qu'élevées, restent toujours inférieures à celles de TLN. Le coefficient de corrélation des deux variables est bon ($R = 0,88$ à $0,89$). La pente de la droite de régression linéaire de I_a en I_n calculée pour les éléments endogènes est très forte ($a \approx 7$) et aucun des échantillons de roches analysés ne s'inscrit dans le champ des filons alpins.

• **Le quartz du Briançonnais** se projette très largement dans l'aire de variabilité des filons stériles alpins. Sur les 18,5% des matériaux du domaine interne qui s'inscrivent dans cette aire, 11% sont d'origine briançonnaise. Pris séparément, ce sont près de 53% des échantillons prélevés dans cette zone, donc une majorité, qui montrent des intensités de thermoluminescence alpines.

Les conglomérats, arkoses et quartzites carbonifères s'inscrivent dans leur totalité au sein de l'aire de variabilité des filons alpins. Ce groupement présente la particularité d'être centré au-dessous de la droite 1:1, la droite de régression linéaire de I_a en I_n ayant par ailleurs une pente très faible ($a = 0,2$). Les courbes de TL des quartz carbonifères de régions aussi diverses que les abords de Briançon, la Maurienne (col du Télégraphe) et le Val d'Aoste, montrent de fortes analogies avec les courbes des filons stériles alpins correspondant aux sous-types 3 et 4 : outre les faibles intensités de TL, les deux

pics de TLN, très peu développés, culminent entre $250-285^\circ\text{C}$ et $335-355^\circ\text{C}$. Le second pic est parfois composite, avec une reprise de l'émission vers 370°C . Les pics de TLA sont au nombre de cinq : les quatre premiers apparaissent à 90, 125, 195, 260°C ; le cinquième, moins stable, voit sa position évoluer autour de 325 ou 345°C , plus rarement vers 370°C . Au total, ces courbes sont tout à fait semblables à celles des exsudats alpins prélevés au sein de la zone briançonnaise dans le Verrucano de la fenêtre aval du Guil, et dans les Schistes lustrés (fig. 49, c-f-g).

Ces particularités s'atténuent avec le Permien et le Trias pour lesquels le pourcentage de points représentatifs inscrits dans l'aire de variabilité de filons alpins ne s'élève plus qu'à 30%. Ces points concernent une partie des porphyroïdes de l'unité ligure du Besimada, des conglomérats du Verrucano et des quartzites werféniens de la couverture normale du houiller briançonnais de la fenêtre aval du Guil et de l'unité de Champcella dans la région de l'Argentière-La Bessée (fig. 49, a-d-e). Comme pour le Carbonifère, ces roches présentent des caractères TL rappelant ceux des sous-types filoniens 3 et 4. Les 70 % restant concernent des porphyroïdes, des formations sédimentaires et volcano-détritiques.

On remarquera que les fortes intensités de TLN concernent, comme dans le domaine externe et le Subbriançonnais, des quartz d'origine volcanique ou subvolcanique (complexe volcano-déritique du Besimada, Briançonnais ligure) et que les pentes des droites de régression linéaire ont des valeurs assez élevées : 13,4 pour les porphyroïdes permien, 4,3 pour le Permo-Trias sédimentaire et volcano-sédimentaire.

Les rares matériaux paléogènes briançonnais analysés sont inégalement répartis dans le diagramme (I_n, I_a) : le flysch tertiaire de l'unité ligure de Rocca Barbona tombe en dehors du champ des filons alpins, au-dessus de la droite 1:1 ; le flysch noir de Guillestre se projette dans ce même champ et montre des courbes de TLA strictement identiques à celles des filons alpins pots-priaboniens de la zone externe (sous-type 1, fig. 49, b-k).

• Des prélèvements de reconnaissance effectués au Sud-Est du Mont-Blanc, dans la zone de racine supposée des nappes helvétiques et ultrahelvétiques (Mont Chétif), dans l'unité valaisane du Rognais-Versoyen et dans le massif cristallin interne de la Dent Blanche, révèlent, pour le quartz de ces matériaux, des courbes de TL apparentées au sous-type n° 3 défini à partir des exsudats des Schistes lustrés (fig. 49, h-i-j-l), sous-type que l'on retrouve d'ailleurs dans les filons de quartz de ces différents ensembles. Les porphyroïdes du Mont Chétif, le Flysch de Tarentaise s.s. (couches de Saint-

¹⁴ Ces pourcentages sont établis par domaine externe et interne pris chacun séparément et non pas sur l'ensemble de la chaîne, en raison de la nette disproportion du nombre de prélèvements effectués dans les deux domaines (respectivement 806 et 162 prélèvements).

Christophe), les quartzites des Marmotains, les orthogneiss de la Dent Blanche ("gneiss minuti" de la zone Sesia et ses klippen) s'inscrivent tous au sein du champ des filons alpins. La forte chute qui affecte les intensités de TLN est particulièrement remarquable dans le cas des porphyroïdes du Mont Chétif, ce type de matériel, ou du moins les matériaux volcaniques ou volcano-détritiques qui sont à leur origine, fournissant généralement des valeurs de I_n dépassant largement 100 u.a. (cf. *supra*).

• **Les flyschs allochtones** : flyschs à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes et de l'Embrunais-Ubaye, Grès des Voirons, Flysch du Gurnigel et Schlieren Flysch s'inscrivent par contre en dehors de l'aire de variabilité des filons alpins. L'intensité de TL du quartz est en général moyenne à forte, les valeurs les plus élevées étant obtenues sur les Schlieren Flyschs de la Suisse centrale (cf. J.-P. IVALDI in : W. WINKLER, 1983).

c. Essai d'interprétation.

Quelle interprétation globale peut-on donner des faibles intensités de TL enregistrées dans certaines parties des domaines externe et interne alpins ?

Une première hypothèse est de considérer que ces intensités ont des origines d'ordre paléogéographique ou pétrogénétique selon qu'il s'agit de matériaux exogènes ou endogènes. Mais cette explication se heurte à des faits peu compatibles avec la logique sédimentaire ou pétrologique. Comment expliquer, par exemple, que des conglomérats et des arkoses carbonifères prélevés dans l'unité Briançonnaise ligure de Mallare, près de la Méditerranée, et dans la zone houillère externe du Val d'Aoste, au pied du Mont-Blanc, distantes l'une de l'autre de plus de 200 km, présentent rigoureusement les mêmes caractères TL : même forme générale des courbes, même nombre, position et intensité relative des pics de TLN et de

TLA, ces paramètres étant de surcroît identiques aux paramètres correspondant des filons stériles alpins. L'hypothèse de terrigènes issus d'une même province distributive paraît difficile à soutenir, l'hétérogénéité des matériaux et leur caractère fortement immature ne s'accordant d'ailleurs pas avec une grande stabilité des paramètres de thermoluminescence.

Un simple phénomène de convergence de forme entre les courbes TL des divers matériaux peut également être envisagé. Mais il faut également l'invoquer, alors, pour expliquer les paramètres de TL très voisins de roches telles que les rhyolites et les tufs rhyolitiques déformés du Mont Chétif et les "gneiss minuti" de la Dent Blanche.

L'hypothèse d'une uniformisation partielle ou totale des caractères TL du quartz des formations exogènes et endogènes par le métamorphisme alpin – d'une **alpinisation** du quartz – paraît plus simple, plus compatible avec les faits d'observations qui suivent :

– La faiblesse relative des intensités de TLA des matériaux non filoniens du domaine externe, face aux intensités de TLN – traduite dans le diagramme (I_n , I_a) par un décalage plus ou moins prononcé des groupements de points au-dessus de la droite 1:1 et par des valeurs du rapport I_n/I_a supérieures à 1 – concerne des échantillons de roches déformés anchizonaux à épizonaux, dont le quartz présente une extinction onduleuse systématique et parfois une agencement en lanières ou en dentelles des plages polycristallines.

– Les intensités de TLN et de TLA "alpines" obtenues sur le quartz des roches détritiques et cristallines des zones internes, concernent des matériaux intensément déformés, dont le faciès métamorphique barrovien est toujours de type "schistes verts". Les surfaces d'aplatissement correspondent à une schistosité de flux nette. Au niveau du quartz, les phénomènes de granulation sont la règle.

Fig. 48 - Diagrammes (I_n , I_a) du quartz des matériaux cristallins et sédimentaires des zones alpines internes.

α , β , γ : droites de régression linéaire de I_a en I_n tracées pour les différents ensembles cristallins et sédimentaires analysés ;
 $y = f(x)$: équations des droites de régression linéaire.

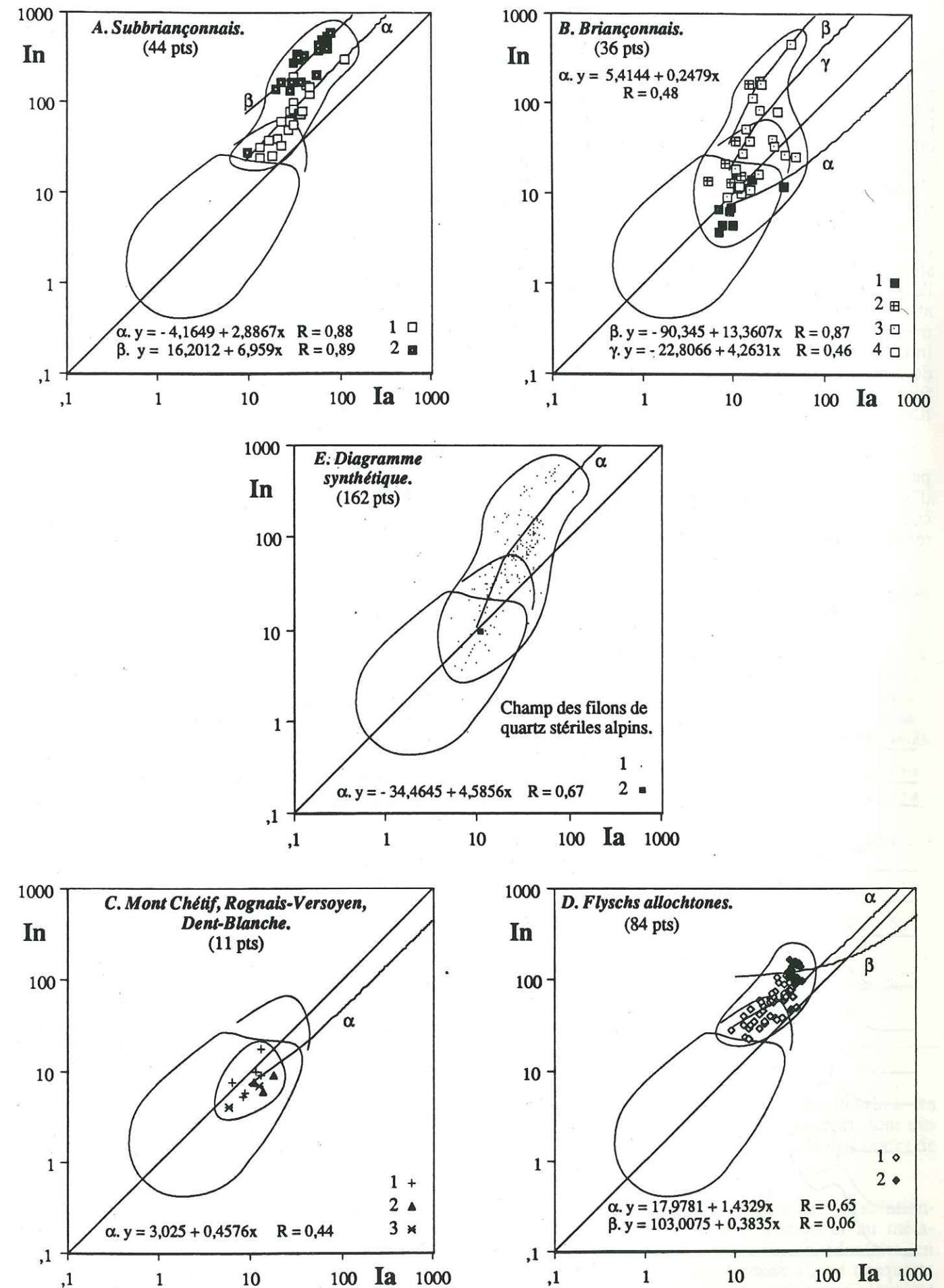
A. Subbriançonnais : 1. Paléogène, quartz "en grains" (α) ; 2. Paléogène, quartz des éléments de roches endogènes (rhyolites et dacites) (β).

B. Briançonnais : 1. Carbonifère (α) ; 2. Permien (porphyroïdes) (β) ; 3. Permo-Trias (γ) ; 4. Paléogène.

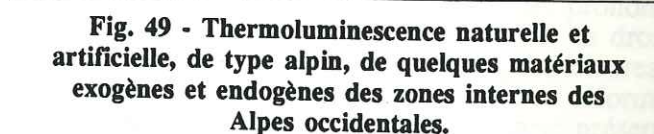
C. Mont Chétif, Rognais-Versoyen, Dent Blanche (α) : 1. Porphyroïdes du Mont Chétif ; 2. Flysch de Tarentaise s.s. et quartzites des Marmotains ; 3. "Gneiss minuti" de la zone Sesia.

D. Flyschs allochtones : 1. Flyschs à Helminthoïdes de l'unité San Remo-Saccarel, du Parpaillon et de l'Autapie (α) ; 2. Grès des Voirons, flysch du Gurnigel et Schlieren Flysch de la Suisse centrale (β).

E. Diagramme synthétique : 1. Matériaux cristallins et sédimentaires du domaine pennique (α) ; 2. Point moyen des matériaux du domaine pennique inscrits dans l'aire de variabilité des filons de quartz alpins.



– Dans les zones internes inégalement atteintes par les phénomènes d'homogénéisation et de baisse d'intensité de thermoluminescence coexistent des courbes TL typiquement alpines et des courbes qui tendent vers ces formes sans les reproduire



Zone des racines helvétiques et ultrahelvétiques : h. Porphyroïde du Mont Chétif, Val d'Aoste.

Zone valaisane : i. Flysch de Tarentaise, Doire Verney (La Balme-Elevaz).

Massifs cristallins internes : j. Orthogneiss de la Dent
Blanche, Aoste.

En k, l, m ont été représentés les sous-types de courbes 1, 3 et 4 des filons de quartz stériles alpins vers lesquels tendent les courbes des matériaux cristallins et sédimentaires des zones internes. En TLA par exemple, la similitude est parfaite entre c, e et m, ainsi qu'entre i et l.

Sensibilité du picoampèremètre :
 1.10^{-7} A (a à j) et 3.10^{-8} A (k, l, m)

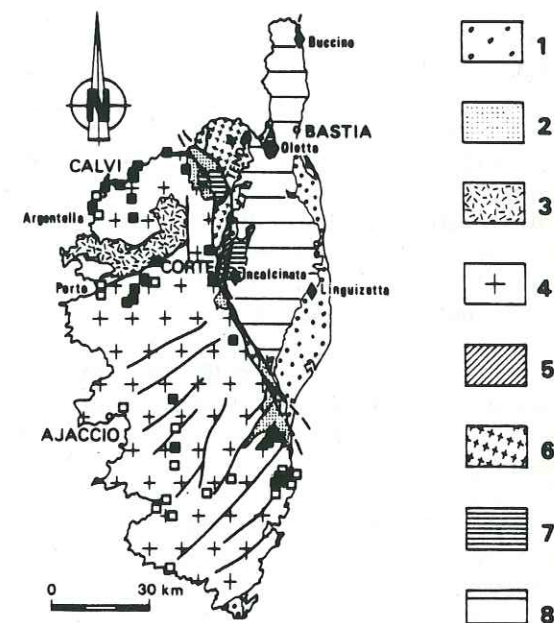
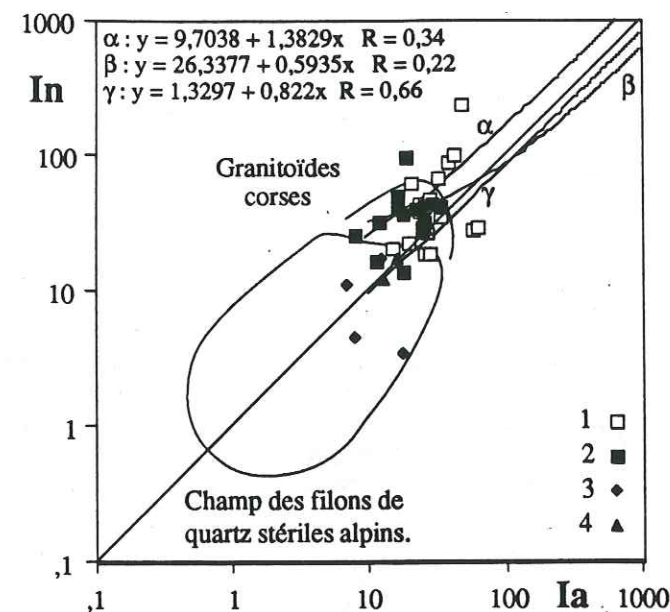


Fig. 50 - Carte de répartition et diagramme (I_n , I_a) des granitoïdes de la Corse hercynienne et alpine.

- Des granitoïdes hercyniens et tardi-hercyniens des parties méridionale et nord-occidentale du socle corse (1, α), pour lesquels l'émission de TLA reproduit, sans modification, celle de TLN dans les domaines de température correspondants.

- Des granitoïdes hercyniens et tardi-hercyniens des parties centrale et nord-occidentale du socle corse (2, β), pour lesquels la valeur du rapport $R_{1,3}$ des pics de basse et de haute température de TLN s'accroît largement en TLA. Cet accroissement provoque une inversion de l'intensité relative des deux pics dans le cas de rapports initiaux inférieurs à 50. Le groupement de ces granitoïdes est décalé vers les faibles intensités par rapport au précédent et devient sécant sur celui des filons alpins.

Ces granitoïdes s'inscrivent dans le champ des filons alpins.

On remarquera également que le coefficient de corrélation liant I_a à I_n qui soit le plus élevé concerne les granitoïdes intensément déformés de la Corse alpine ($R = 0,66$), la pente de la droite de régression linéaire relative à ce groupement (γ) étant, par ailleurs, assez voisine de 1 ($a = 0,8$).

Schéma structural établi d'après les travaux de E. MAURY et J. ORCEL (1941), R. DELCEY et A. MEUNIER (1966), H. MALUSKI *et al.* (1973), M. DURAND DELGA (1974), A. DU CHAFFAUT (1975) et la carte géologique de la France au 1:1.000.000ème (1968).

1. Quaternaire et Néogène ; 2. Couverture mésozoïque et éocène du socle corse ; 3. Volcanisme permien ; 4. Cristallin de la Corse hercynienne ; 5. Formations sédimentaires des écaillles de Corte ; 6. Massifs granitiques "externes" ; 7. Nappes de matériel à dominante sédimentaire ; 8. Schistes lustrés.

premières du minéral. La forme des courbes, les paramètres I_n et I_a , ainsi que leur rapport, sont très variables, en relation avec la diversité des stocks de quartz des matériaux analysés.

– En dehors de tout contexte métamorphique, le quartz "en grains" des formations sédimentaires ou cristallines d'un orogène donné présente des émissions de thermoluminescence dont les caractères sont fonction des conditions de cristallisation

— Le développement de phénomènes de solution-cristallisation liés à la déformation et au métamorphisme, au sein d'un bâti excédentaire en silice, provoque la formation de filons de quartz conformes ou sécants sur les structures planaires

synmétamorphes, stériles ou minéralisés suivant la nature de leur environnement. Le quartz de néogène acquiert, en cristallisant, des caractères TL originaux, peu marqués dans le cas du métamorphisme alpin lui-même peu élevé : les intensités de TLN et de TLA de ces filons sont faibles, statistiquement équivalentes, traduites par un rapport I_n/I_a moyen voisin de 1 et une aire de variabilité centrée sur la droite 1:1 dans un diagramme de type (I_n , I_a).

— Le quartz des matériaux exogènes et endogènes formés avant l'épisode métamorphique est diversement affecté suivant le degré de métamorphisme.

Dans les parties externes de l'orogène ses caractères TL originels sont, pour l'essentiel, conservés. Les courbes de thermoluminescence montrent une grande variabilité de formes, les valeurs des paramètres I_n et I_a sont moyennes à fortes, nettement supérieures à celles des filons syn- à tardimétamorphes. Les groupements de points des diverses entités géologiques sont nettement indépendants du champ des filons alpins dans la zone de la diagenèse, modérément sécants dans l'anchizone et l'épizone : ainsi sont expliqués les divers pourcentages d'échantillons de roches du domaine externe inscrits dans le champ des filons stériles alpins : 0% dans le cas des formations détritiques crétacées diagénétiques, 1% pour les matériaux paléogènes, carbonifères et permotriassiques, 3% pour les socles, l'alpinisation du quartz étant quantitativement de plus en plus forte. L'aspect qualitatif de l'alpinisation des quartz se marque, lui, par une superposition plus ou moins accentuée des aires de variabilités des matériaux non filoniens et filoniens.

Parallèlement, la thermoluminescence artificielle, qui rend compte de l'aptitude du quartz à la recharge électronique rapide de ses niveaux métastables, voit ses intensités chuter face à celles de thermoluminescence naturelle. Cette modification n'est perceptible, pour une déformation et un métamorphisme de très faible à faible degré, qu'au travers des valeurs du rapport I_n/I_a qui enregistre une hausse d'autant plus prononcée que le degré de métamorphisme est élevé. Les groupements de points sont alors plus homogènes ; ils affectent la forme de nuages allongés, situés en totalité au dessus de la droite 1:1 dans le diagramme (I_n , I_a). Il est possible que les valeurs de la pente de la droite de régression linéaire de I_a en I_n soient également fonction du degré de métamorphisme, et soient d'autant plus fortes que les phénomènes de solution-cristallisation sont développés. C'est ce que suggèrent les résultats obtenus sur les quatre formations gréseuses paléogènes du domaine externe. Mais ce paramètre évolue également en fonction du type de roche : ainsi, les groupements de volcanites acides, ou de roches sédimentaires

remaniant ce type de matériel, se caractérisent-ils toujours par des droites de régression linéaire aux pentes fortes. L'évolution polarisée de ces valeurs en fonction du degré de métamorphisme n'a par ailleurs pu être contrôlée sur les matériaux du domaine interne, peut être en raison de l'hétérogénéité des entités géologiques et des stocks de quartz analysés.

Dans les parties internes de l'orogène où la déformation et le métamorphisme sont plus poussés, la recristallisation partielle ou totale des quartz a des conséquences sur sa thermoluminescence artificielle, mais aussi naturelle. Celle-ci voit son intensité chuter, la forme de ses courbes se modifier graduellement et tendre vers les formes des filons stériles syn- à tardimétamorphes. On observe, pour les formations sédimentaires et les complexes cristallins de ces zones, un déplacement de leurs aires de variabilité vers le champ des filons alpins d'autant plus marqué que les déformations et les transformations minéralogiques sont fortes. La totalité des points représentatifs d'une entité géologique donnée s'inscrit dans ce champ lorsque le quartz est entièrement recristallisé (cas du Carbonifère briançonnais, des porphyroïdes du Mont Chétif, des matériaux valaisans ou des massifs cristallins internes). Les échantillons de roches se projettent alors statistiquement de part et d'autre de la droite 1:1, mimant en cela le groupement des filons stériles. Qualitativement, l'alpinisation des matériaux est d'autant plus forte que leur point de projection se rapproche de la partie inférieure du champ des filons alpins.

3.4 - CONCLUSIONS SUR LE METAMORPHISME ALPIN ET LA THERMOLUMINESCENCE DU QUARTZ. CONSÉQUENCES MÉTHODOLOGIQUES.

Dans les Alpes occidentales, les phénomènes de solution-cristallisation liés au métamorphisme orogénique sont générateurs, à l'échelle du minéral — du quartz en particulier — d'une thermoluminescence de néogène. Les caractères de cette thermoluminescence alpine peuvent être appréhendés par l'analyse des filons de quartz stériles syn- à tardimétamorphes. Il s'agit de caractères spécifiques, qui différencient les filons alpins des exsudats liés à des cycles orogéniques antérieurs, internes ou étrangers à la chaîne. Au sein même de la chaîne alpine, la thermoluminescence permet de distinguer les filons stériles des filons minéralisés. Les filons stériles constituent, par leur faibles intensités de TL, un ensemble remarquablement homogène. Cet ensemble peut être subdivisé en quatre sous-ensembles correspondant à autant d'entités géologiques précises en fonction de la température apparente des pics de TL.

Les faits d'observation et l'utilisation conjointe de plusieurs méthodes analytiques montrent que l'acquisition des caractères TL par le quartz de néogène est subordonnée, pour partie, à la composition chimique de la phase fluide du métamorphisme alpin. L'influence des facteurs thermo-barométriques de ce métamorphisme n'a pu être précisée avec certitude.

L'âge des filons stériles est établi dans le domaine alpin externe en ce qui concerne le premier des quatre sous-ensembles (sous-type n° 1) : il est post-priabonien et anté-burdigalien au Sud de la chaîne, post-lutétien ou post-priabonien et anté-stampien aux abords du Pelvoux. Il s'agit donc d'un âge mésoalpin, en relation avec le développement du métamorphisme barrovien. L'intervalle de temps demeure mal précisé pour les trois autres sous-ensembles. Le sous-type n° 2, qui intéresse également la zone externe, est au moins post-priabonien, peut-être post-stampien ; il peut n'être qu'une simple variante géographiquement limitée du premier sous-type, liée à la nature particulière de l'encaissant. Les sous-types n° 3 et 4, qui peuvent également être de simples variantes l'un de l'autre également fonction de la nature de l'encaissant, sont au moins postérieurs au Permien et au plus antérieurs au Stampien ; ils sont très probablement post-aptiens et anté-paléogènes. Ils seraient liés, dans cette dernière hypothèse, au métamorphisme éoalpin. La genèse de l'ensemble de ces filons est très certainement asynchrone à l'échelle des Alpes, plus précoce dans les zones internes. Leur remobilisation rapide, à l'état de dragées, dans des formations continentales ou marines tardi- à post-tectoniques, évoque un enchaînement rapide et même une action simultanée des mécanismes géodynamiques sédimentaires, tectoniques et métamorphiques au cours du Paléogène.

La spécificité des caractères TL des filons stériles est un phénomène général commun à l'ensemble des orogènes alpins périméditerranéens. Dans ces chaînes, les caractères TL filoniens les plus fréquemment rencontrés correspondent au sous-type n° 3 défini sur les exsudats de Schistes lustrés des Alpes occidentales.

L'action du métamorphisme alpin sur la thermoluminescence du quartz "en grains" des complexes cristallins et des formations sédimentaires paléogènes et anté-paléogènes est variable et sélective à l'échelle des Alpes occidentales.

Dans le domaine externe, le Subbriançonnais et les flyschs à Helminthoïdes, l'élévation du gradient thermique a provoqué le vidage électronique total des niveaux métastables du quartz, en produisant naturellement les effets d'une préchauffe de type "basse température-longue durée". Ces niveaux métastables, rechargés depuis la fin de l'épisode métamorphique et le retour des matériaux alpins dans un environnement

thermique normal, ne présentent pas de phénomènes de sous-saturation marqués. La reproduction, à quelques détails près, des courbes de TLN en thermoluminescence artificielle, est un argument qui permet de conclure que la préchauffe métamorphique naturelle n'a pas modifié la nature des pièges hérités. Dans le cas contraire, les courbes de thermoluminescence tendraient d'ailleurs vers l'uniformité comme le montrent les analyses réalisées sur la matériel des zones internes.

Le décalage constaté entre les valeurs de I_n et I_a dans le domaine externe, le Subbriançonnais et les flyschs à Helminthoïdes, est l'indice d'une action du métamorphisme alpin sur la TLA du quartz. Cette action se traduit par une augmentation des valeurs du rapport I_n/I_a , proportionnelle au degré de transformation que subit le minéral à toutes les échelles. L'importance des effets de la déformation et des phénomènes de solution-cristallisation sur les matériaux alpins antérieurs au métamorphisme peut être appréhendée par l'utilisation du diagramme d'intensité (I_n , I_a). Ce diagramme permet une analyse rapide et aisée de la forme et de la position des groupements de points par rapport au champ des filons de quartz stériles alpins et à son axe de symétrie qui correspond à celui dudit diagramme : qualitativement et quantitativement, l'alpinisation d'une formation, d'une entité géologique donnée, sera d'autant plus poussée que ses point représentatifs s'inscriront plus largement et plus nombreux dans le champ filonien alpin.

L'abaissement systématique des valeurs de I_a en fonction du degré de métamorphisme peut être expliqué par le développement, dans le quartz, de pièges jouant un rôle inhibiteur lors du remplissage artificiel des niveaux métastables.

Les faibles intensités de TL des filons alpins renforcent l'hypothèse des effets inhibiteurs du métamorphisme sur la TLA du quartz. De telles émissions ne peuvent masquer celles des matériaux cristallins et sédimentaires constitués antérieurement à l'épisode métamorphique, nettement plus intenses, lorsque la séparation du quartz est effectuée manuellement. Une attaque prolongée du minéral par l'acide fluorhydrique supprime, d'ailleurs, avec les impuretés de surface des grains, toute enveloppe de silice secondaire éventuelle. Par contre, des chutes importantes d'intensité sont fréquemment enregistrées lorsque la séparation du quartz est réalisée par densimétrie ou par méthode électrostatique. Elles sont dues au type même de séparation qui ne permet pas de différencier le quartz primaire du quartz secondaire, de néogène. Dans le cas de matériaux à grain fin, le choix de l'échantillon doit donc être dicté par son degré de recristallisation.

Dans la zone supposée des racines helvétiques et ultrahelvétiques, dans le Valaisan, le Briançonnais et les Massifs

cristallins internes, les effets du métamorphisme alpin sont tels qu'ils provoquent l'effacement partiel, voire total, des caractères TL primaires du quartz et leur remplacement par les caractères néoformés : le quartz recristallise et acquiert une **thermoluminescence alpine** identique à celle des filons syn- à tardimétamorphes qui parcourent la roche. Le diagramme d'intensité (I_n , I_a) permet de suivre ce dernier stade de transformation minéralogique, qui se traduit par la projection des matériaux alpinisés au sein même du champ des filons alpins, de part et d'autre de la droite 1:1.

Une incertitude demeure quant à l'époque de ces transformations dans le domaine interne : la thermoluminescence alpine est identique à celle des filons post-lutétien/anté-stampien du domaine externe dans les formations tertiaires briançonnaises (Flysch noir de Guillestre) ; elle est semblable à celle des exsudats des Schistes lustrés et des fentes à lawsonite de la fenêtre aval du Guil, réputés éoalpins, dans le substratum permo-carbonifère briançonnais, le Mont Chétif, le Valaisan du Val d'Aoste et la Dent Blanche.

Les conséquences de ces observations sont de plusieurs ordres :

- L'action du métamorphisme alpin sur la TL du quartz limite l'emploi de cette méthode d'analyse dans ses applications paléogéographiques. La thermoluminescence artificielle, dont les paramètres quantitatifs sont modifiés dès l'anchizone, ne peut être valablement employée. Seul l'aspect qualitatif des émissions sera pris en compte lorsque l'alpinisation reste très partielle, pour résoudre des problèmes ponctuels. L'emploi de la thermoluminescence naturelle ne prête pas à discussion dans le domaine externe où seul un faible pourcentage ($\leq 3\%$) de matériaux cristallins et sédimentaires est largement alpinisé. Dans le domaine interne par contre, et notamment dans une grande partie du Briançonnais et dans les zones structurales situées en arrière du massif du Mont-Blanc, la TLN n'est d'aucune utilité en matière de paléogéographie, l'alpinisation du quartz pouvant être totale. Le

raisonnement et les conclusions qui seront effectués à propos de l'évolution des bassins sédimentaires paléogènes du domaine externe, souffriront d'une part d'incertitude, faible pour ce qui est des provinces distributives externes potentielles, forte par contre en ce qui concerne les sources potentielles internes autres que les nappes de flyschs allochtones.

- L'effacement partiel ou total des caractères TL premiers du quartz par les phénomènes de déformation et de solution-cristallisation orogéniques, s'il constitue un obstacle certain à l'investigation paléogéographique, fait par contre de la thermoluminescence un excellent outil de recherche en matière de métamorphisme. Le rôle majeur joué par les fluides, lors du métamorphisme alpin, peut ainsi être mis en évidence : ces fluides, circulant au travers du bâti structural à la faveur des surfaces de moindre résistance — surfaces de stratification et de schistosité, plans de fracture —, ont étroitement contrôlé les phénomènes de solution-cristallisation à toutes les échelles comme le montre l'identité des caractères TL des matériaux alpinisés et filoniens.

L'absence de similitude constatée entre les effets du métamorphisme alpin sur la thermoluminescence du quartz, les phénomènes décrits par d'autres auteurs sur des sujets analogues mais des orogènes différents et les expériences de préchauffe, ne permet pas de dégager actuellement de correspondance univoque entre le métamorphisme et la thermoluminescence. L'originalité du métamorphisme alpin, complexe, polyphasé, la diversité des études réalisées sur des segments de chaînes affectés par un métamorphisme régional, ou sur des auréoles de contact géographiquement limitées, en sont peut-être la cause.

Quoi qu'il en soit, l'utilisation de la méthode analytique de thermoluminescence à des fins paléogéographiques dans des domaines orogéniques autres que diagénétiques, nécessite, en raison de ces incertitudes, un examen préalable systématique des effets du métamorphisme sur la TL du quartz.

TROISIÈME PARTIE : THERMOLUMINESCENCE ET PALÉOGÉOGRAPHIE.

La partie "thermoluminescence et paléogéographie" est articulée autour des quatre formations détritiques qui constituent le fond même de ce travail : Grès d'Annot, Grès du Champsaur, Flysch des Aiguilles d'Arves et Grauwackes de Taveyannaz. Le dépôt de ces matériaux est l'aboutissement d'un long processus tectono-sédimentaire déclenché à l'aube des temps secondaires avec l'installation, sur la marge orientale du craton européen, d'une mer — appelons-la Téthys — progressivement océanisée, puis réduite par rapprochement progressif de ses blocs sialiques bordiers, avant d'être définitivement comblée par le démantèlement des reliefs alpins nés de la déformation et de la transformation de ses propres dépôts.

Après l'exondation temporaire fini-crétacée de la partie externe du domaine alpin, le régime marin installé ou réinstallé sur l'espace correspondant aux futures zones briançonnaise, subbriançonnaise et delphino-helvétique, a engendré le développement d'un cycle sédimentaire complet, parfois complexe. Les termes de ce cycle présentent certes des variations spatiales et temporelles de faciès avec réduction et homogénéisation des dépôts, à dominante flyschoides vers la marge interne du bassin, et molassique vers la marge externe. Mais ils obéissent tous à une même logique sédimentaire placée sous la dépendance de l'orogène alpin en cours de structuration. Aussi considérerai-je comme un tout l'ensemble des formations paléogènes continentales et marines déposées depuis l'avant-pays jusqu'aux zones les plus internes.

Le texte sera découpé en quatre paragraphes correspondant à l'extension longitudinale de chacun des termes détritiques terminaux du Paléogène. La trame retenue pour cette quatrième partie est donc géographique, organisée autour des Alpes maritimes s.l. qui constituent l'environnement des Grès d'Annot, du Champsaur et du Pays des Arves où affleurent grès et flysch du même nom, enfin de la Haute-Savoie pour ce qui est des Grauwackes de Taveyannaz. Chaque domaine fera l'objet d'une présentation de son cadre stratigraphique et structural. Un historique limité aux problèmes posés par l'origine des matériaux détritiques paléogènes suivra.

Dans l'étude paléogéographique seront successivement examinés, en fonction des possibilités de prélèvements et de l'intérêt des affleurements, les caractères thermoluminescents des différentes formations terrigènes marines déposées dans la zone alpine externe entre l'Eocène inférieur et l'Oligocène moyen. Des diagrammes bidimensionnels permettront de comparer les matériaux paléogènes aux matériaux de leur sources potentielles : formations détritiques, complexes éruptifs et métamorphiques anté-paléogènes autochtones ou allochtones régionaux. Des cartes isofactes, dressées pour chacun des quatre domaines géographiques, viendront compléter les données déjà acquises. Ainsi seront précisés le nombre et la position des provinces distributives, puis les variations spatiales et temporelles des apports détritiques dans les bassins sédimentaires. Les résultats de l'analyse par thermoluminescence seront ensuite confrontés aux données obtenues à l'aide d'autres méthodes analytiques ou de terrain. Une conclusion partielle intégrant l'ensemble des données dans le contexte géodynamique du segment de chaîne étudié terminera chacun des paragraphes de l'étude régionale.

Les paramètres de thermoluminescence retenus pour l'analyse comparée des matériaux sont : l'intensité globale I_n de thermoluminescence naturelle et le rapport d'intensité R_{1-3} des pics de basse et de haute température de TLN.

Les pics de TLN ont été numérotés de 1 à 4 selon leur ordre d'apparition (pic de basse température = pic n° 1 ; pic de moyenne température = pic n° 2 ; pic de haute température = pic n° 3 ; pic de très haute température = pic n° 4).

Une terminologie a été adoptée pour les courbes de thermoluminescence naturelle des formations détritiques terminales : trois types A, B, C et quatre sous-types A', B', C', C'' ont ainsi été distingués. Les types A, B, C sont définis par des courbes à deux pics apparents de basse et de haute température de TLN, les sous-types A', B', C' et C'', par des courbes à trois pics de TLN, avec respectivement adjonction d'un pic de moyenne

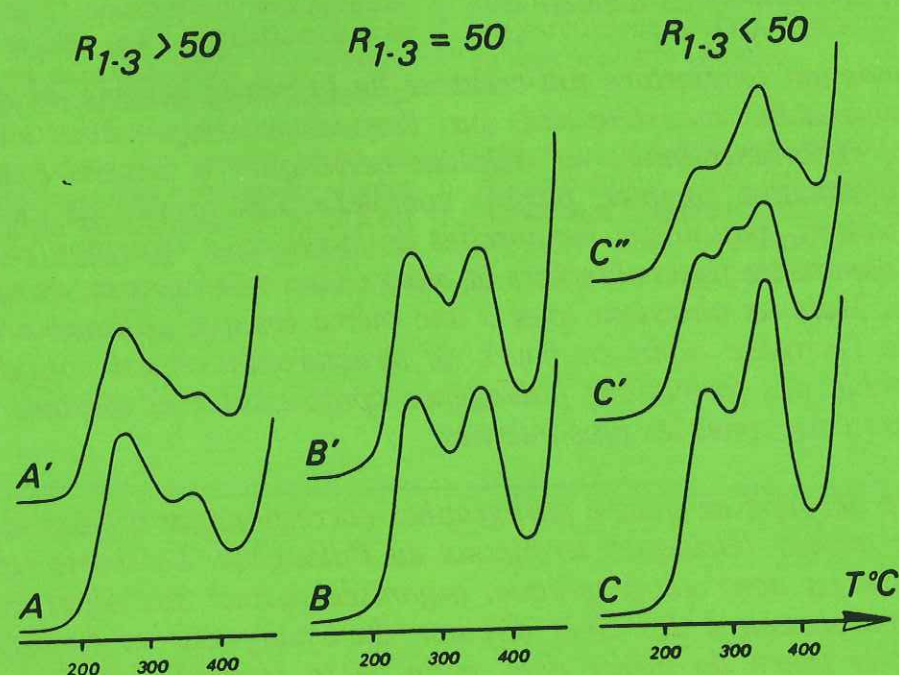


Fig. 51. - Types et sous-types de courbes de thermoluminescence du quartz des formations détritiques paléogènes des Alpes occidentales.

température et de très haute température. L'intensité relative des pics de basse et de haute température (pics 1 et 3) est, pour chaque groupement, la suivante :

- A, A' : le pic de basse température est plus intense que le pic de haute température $\rightarrow R_{1-3} > 50$;

- B, B' : l'intensité des pics de basse et de haute température est équivalente $\rightarrow R_{1-3} = 50$;

- C, C', C'' : le pic de basse température est moins intense que le pic de haute température $\rightarrow R_{1-3} < 50$.

La présentation retenue devrait permettre d'éviter les redondances.

Quant aux résultats paléogéographiques, il est clair qu'ils ne peuvent être considérés comme exhaustifs, ceci pour quatre raisons :

- Seuls sont pris en compte, dans l'analyse, les formations détritiques et les complexes cristallins à matériaux siliceux ;

- Faute de repères chronostratigraphiques au sein des formations paléogènes terminales, l'image des bassins sédimentaires donnée par les cartes isofactes est une image globale, synthétique, qui intègre l'ensemble des caractères thermoluminescents des matériaux et donc des variations spatiales et temporelles intervenues dans la sédimentation terrigène entre son début et sa fin ;

- L'homogénéisation partielle ou totale des caractères thermoluminescents du quartz, provoquée par l'épisode métamorphique mésoalpin dans des parties limitées ou plus vastes de la chaîne alpine, écarte de fait leurs matériaux de notre étude, introduisant une part d'incertitude dans le raisonnement et les conclusions qui en découlent ;

- Seules ont été analysées, pour des raisons évidentes, les provinces distributives potentielles qui affleurent actuellement dans l'environnement des dépôts paléogènes.

Il n'en demeure pas moins que l'outil TL apporte sa somme de renseignements et contribue fort honnêtement à débrouiller l'écheveau de l'orogène alpin.

1 - LES FORMATIONS PALÉOGÈNES DES ALPES MARITIMES S.L.

L'espace désigné sous l'appellation "Alpes maritimes s.l." correspond à la partie sud-occidentale de la chaîne alpine et de son avant-pays, comprise entre la mer Méditerranée et le cours de la Durance à la latitude d'Embrun. Il groupe des régions naturelles aussi différentes que la Ligurie, le Pays nissart, la Provence orientale, la Haute-Provence et une grande partie de l'Embrunais-Ubaye.

Dans ce domaine ont été successivement analysées les formations paléogènes suivantes :

- les sables bariolés continentaux anté-nummulitiques de l'avant-pays provençal ;
- les conglomérats et les calcaires biodétritiques d'âge lutétien-priabonien, liés à la transgression nummulitique, du même avant-pays, du domaine alpin externe et du Subbriançonnais ;
- la formation détritique terminale des Grès d'Annot et ses équivalents latéraux dauphinois (Grès de Contes, de Menton, de Saint-Antonin, etc.) et subbriançonnais.

Quelques mesures ponctuelles ont également été effectuées sur le flysch turonien-paléocène du Pelat, aux confins des hautes vallées du Var et de l'Ubaye.

1.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE.

L'accent sera plus particulièrement mis sur les complexes cristallins et les formations détritiques anté-nummulitiques susceptibles d'avoir participé au comblement du bassin paléogène des Alpes maritimes s.l..

1.1.1 - Cadre lithostratigraphique et paléogéographique.

1.1.1.1 - Le Cristallin.

Il affleure au Sud-Ouest et au Nord-Est des Alpes maritimes s.l. où il forme respectivement les massifs du Tanneron, des Maures et de l'Argentera (fig. 52). Il apparaît également, dans le domaine alpin externe, au cœur du dôme de Remollon, sous la forme de deux affleurements de gneiss d'extension très limitée interprétés comme des écaïlles non enracinées à la base du chevauchement de Digne.

Dans le domaine interne, les socles anté-carbonifères les plus proches sont ceux des écaïlles de la zone d'Acceglio et du massif de Dora Maira.

La série métamorphique du socle provençal est assez variée et comporte des formations épi-, méso-

et catazonales aussi diverses que des phyllades, quartzophyllades, quartzites et phanites, schistes, micaschistes, gneiss ortho- et paradiérisés, amphibolites, leptynites et migmatites. Elle est en partie datée par la présence de Graptolites siluriens (Llandoveryen supérieur à Tarannonien inférieur) dans les schistes ardoisiers du "Groupe du Fenouillet" (H. SCHÉLLER, 1938 ; S. GUEIRARD *et al.*, 1970). Les formations sont organisées en bandes parallèles de direction subméridienne et affectées par un métamorphisme barrovien prograde d'Ouest en Est dans les Maures occidentales (S. GUEIRARD, 1957 ; P. BORDET, 1957).

L'agencement lithostratigraphique et structural de ces formations fait actuellement l'objet de controverses.

Une hypothèse considère que l'ensemble cristallin provençal est constitué par un socle (précambrien ou cambrien ?) et par une couverture (cambro-ordovicienne à siluro-dévonienne ?) engagés dans une mégastructure anticlinale commune à cœur gneissique, qui fait suite au demi-synclinal que dessinent les affleurements les plus occidentaux des Maures (G. CREVOLA, 1977 ; G. CREVOLA et M. SEYLER, 1982 ; M. SEYLER, 1983). La coupure se situerait au-dessus des gneiss de Bormes à l'Ouest et des gneiss migmatitiques inférieurs à l'Est.

Une seconde hypothèse interprète également l'ensemble métamorphique des Maures selon le concept "socle-couverture", mais place la coupure majeure entre les micaschistes occidentaux et orientaux. Les premiers, seuls, représenteraient la couverture reposant sur un ancien socle constitué par les micaschistes orientaux et les gneiss de Bormes, lesquels seraient d'anciens granites intrusifs (C. TEMPIER, 1978 ; C. TEMPIER *et al.*, 1980).

Une troisième hypothèse, enfin, nie l'existence d'un couple socle-couverture. Elle propose un modèle dans lequel les orthogneiss des Maures et du Tanneron représentent des corps intrusifs méso-crustaux à hypovolcaniques, anté- et éohercyniens, recoupant un encaissant d'âge précambrien supérieur à paléozoïque inférieur (J.-P. BARD et C. CARUBA, 1983 ; C. CARUBA, 1983).

Les métamorphites des Maures et du Tanneron sont recoupées par des roches basiques de mise en place précoce, dont la composition minéralogique varie depuis celle des gabbros quartzitiques jusqu'à celle des tonalites (massif de Prignonet), ainsi que par des granites fini- à post-tectoniques. Parmi ceux-ci, l'élément majeur est le complexe intrusif du Plan-de-la-Tour et du Rouet, mis en place vers - 315 MA (H. MALUSKI, 1972) le long de l'accident subméridien de Pennafort-Grimaud. Le



La trilogie paléogène des Alpes maritimes à Clans.
Au-dessus des calcaires argileux lités du Turonien - Sénonien (A, a) apparaissent :
les calcaires à Nummulites massifs (B, b), des calcaires argileux et des marnes (C),
le complexe détritique terminal (D).

faciès principal est un granite porphyroïde à cordiérite accompagné de faciès de bordure plus fins, plus leucocrates, et d'un granite subalcalin microlitique sécant. Les autres stocks acides intrusifs ont une extension limitée : il s'agit du leucogranite du Moulin Blanc, des granites de Camarat et de Grime.

Le massif alpin de l'Argentera est essentiellement constitué de gneiss, la plupart migmatitiques, chimiquement diversifiés, associés à des granites d'anatexie crustale et recoupés par un batholite granitique tardi-tectonique. Un grand couloir mylonitique - la zone Ferrière-Molières-Saint-Martin-Vésubie - sépare le massif en deux ensembles pétrologiquement distincts : le complexe de la Tinée à l'Ouest, le complexe de Malinvern-Argentera à l'Est (A. FAURE-MURET, 1955 ; R. MALARODA *et al.*, 1970, A. BLASI, 1971).

Dans le complexe occidental sont rangés les gneiss de Varélios et du Fougieret, les migmatites plagioclasiqes d'Anelle-Valabres qui admettent en intercalations des amphibolites massives et renferment un corps stratiforme de méta-diorites : la formation d'Iglière, les gneiss, migmatites et amphibolites du Rabuons. Ces roches sont interprétées comme les produits du métamorphisme de deux groupes de formations anté-cambriennes (?) et infra-cambriennes à cambro-ordoviciennes (?) polydéformées tectoniquement superposées (S. BOGDANOFF et A. PLOQUIN, 1980).

L'ensemble oriental, subdivisé à l'origine en deux parties en raison de différences d'ordre rétro-morphique, est fortement migmatisé et granitisé. Les migmatites (Adu, Malinvern, Comba Grossa, Fenestre), biotitiques ou leucocrates, avec sillimanite, sont accompagnées de gneiss biotitiques et amphibolitiques (Chastillon), de leptynites et d'amphibolites. Quant aux granites, il s'agit de matériaux anatectiques qui affleurent en bandes étroites subparallèles à la foliation générale de l'encaissant (granites aplitiques microgranulaires avec ou sans grenats, R. MALARODA *et al.*, *op. cit.*), ou en poches plus ou moins diffuses (granite à enclaves basiques de la Valmasque) et d'un stock circonscrit hololeucocrate ("granite fondamental de l'Argentera", A. FAURE-MURET, 1955 ; M. BOUCARUT, 1967). L'âge radiométrique de ces granites est de l'ordre de 300 MA pour le premiers,

de 285 à 295 MA pour le second (G. FERRARA et R. MALARODA, 1969).

La zone mylonitique intermédiaire a récemment été interprétée comme la couverture des deux ensembles précédents, déformée et faiblement métamorphisée pendant l'orogénèse hercynienne, voire calédonienne (S. BOGDANOFF, 1980).

1.1.1.2 - Le Paléozoïque post-orogénique.

Il s'agit de formations détritiques et volcaniques continentales d'âge stéphanien et permien.

Dans le domaine provençal, le Carbonifère est conservé dans deux bassins de type limnique, orientés N-S, aux bordures irrégulièrement faillées : le bassin du Plan-de-la-Tour et celui du Reyran. Quelques affleurements épars existent également à l'Est de Toulon. Les sédiments sont des conglomérats, des grès et des pélites grises dans lesquels s'interstratifient des niveaux productifs anthraciteux et des boghead. Une flore abondante permet de dater le matériel détritique du Stéphanien inférieur. Un stock microgranitique recoupe le Carbonifère du Plan de la Tour (J.-M. TRIAT, 1964).

Le Permien ceinture le massif des Maures d'une dépression morphologique continue entre Toulon et Fréjus. Il repose en discordance sur le socle et le Carbonifère et traduit, par le détritisme marqué et l'épaisseur des sédiments (jusqu'à 1200-1300 mètres), la forte abrasion de la chaîne hercynienne au cours de cette période. Son originalité réside dans l'existence d'un important volcanisme synsédimentaire dont les matériaux deviennent prédominants vers l'Est où ils constituent, sur le socle du Tanneron, les reliefs de l'Esterel.

Les épandages détritiques (brèches de démantèlement, arkoses, pélites), auxquels s'ajoutent des calcaires lacustres, sont actuellement conservés dans une suite de bassins interprétés comme des fossés losangiques en relais, séparés par des seuils ("pull-apart basin", N. TOUTIN, 1980, N. TOUTIN-MORIN et J. DELFAUD, 1984). Les niveaux supérieurs sont palynologiquement datés du Thuringien près d'Agay et dans la dépression du Muy (H. VISSCHER, 1968).

Les membres volcaniques s'agencent en deux

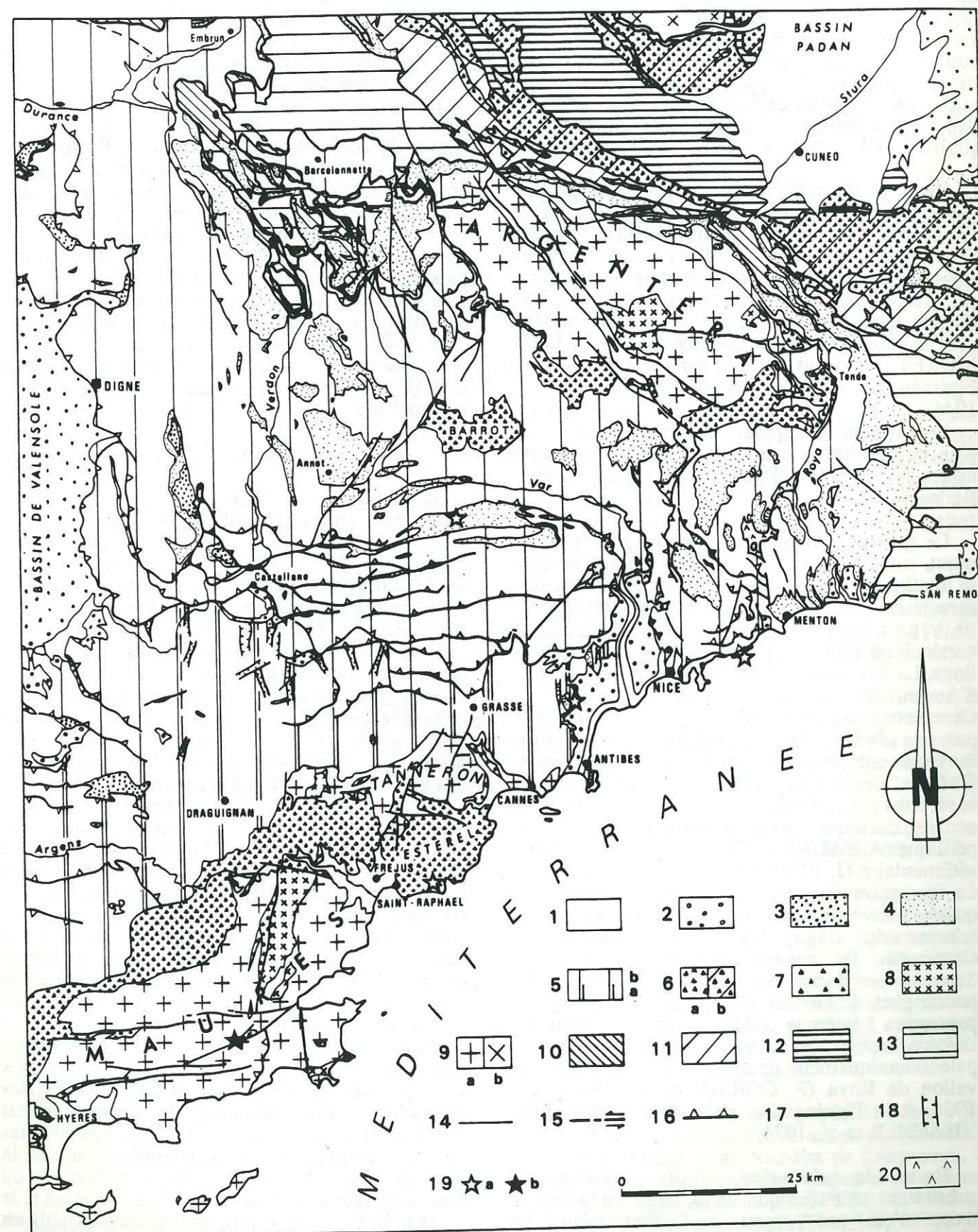


Fig. 52. - Le Paléogène des Alpes maritimes s.l. dans son cadre lithostratigraphique et structural.

1. Quaternaire ; 2. Néogène ; 3. Paléogène continental ; 4. Paléogène marin (toutes zones structurales confondues) ; 5. Couverture mésozoïque (a : Provence, b : Alpes externes) ; 6. Permo-Trias à dominante volcano-détritique (a : Provence et Alpes externes, b : Briançonnais et Piémontais) ; 7. Carbonifère ; 8. Granites ; 9. Cristallophyllien (a : Provence et Alpes externes, b. Dora Maira) ; 10. Couverture mésozoïque subbriançonnaise ; 11. Couverture mésozoïque briançonnaise ; 12. Couverture et ophiolites piémontaises ; 13. Nappe du Flysch à Helminthoïdes ; 14. Limites stratigraphiques ; 15. Faillies, décrochements ; 16. Chevauchements ; 17. Charriages alpins ; 18. Fossés provençaux à remplissage oligocène ; 19. Volcanisme tertiaire (a : calco-alcalin, b. alcalin) ; 20. Trias gypseux extrudé le long des cicatrices de la couverture alpine externe.

ensembles, inférieur et supérieur, suivant une suite de séquences où ils alternent avec des membres ou des couches sédimentaires discontinus et de faciès variés. Le volcanisme fissural, de type "rift continental" est en relation avec l'existence de deux magmas parentaux basaltique moyennement alcalin et rhyolitique potassique, ce dernier caractérisé par l'abondance des émissions de nature ignimbritique (P. BORDET, 1951 ; M. BOUCARUT, 1971).

Dans le domaine alpin externe, le groupe carbonifère est représenté, au sein du massif de l'Argentera, par des formations sédimentaires peu développées, associées à d'importants couloirs mylonitiques. Il s'agit des quartzites du Pel Brun (C. STURANI, 1962), parfois intégrés au socle (feuille Larche n° 896, 1:50.000ème), du poudingue des Bresses, de la Molliérèsite (A. FAURE-MURET, 1955) et du Stéphanien du cirque de Férisson (P. CORSIN et A. FAURE-MURET, 1946).

Le Stéphanien apparaît encore, sous la forme d'un pointement très limité de grès et de pélites noires à empreintes végétales, au cœur du dôme de Barles-Verdâches.

Le groupe permien est localisé aux bordures ouest, sud et sud-est de l'Argentera et forme, dans sa totalité, le cœur du dôme satellite du Barrot. Il se caractérise par de rapides variations d'épaisseur (0 à plus de 3000 mètres), et par des faciès versicolores typiques. Il se compose de trois formations. La formation inférieure correspond à la série d'Auron, conglomératique, gréseuse et pélitique. Cette formation, spatialement très limitée, rappelle par ses faciès, le Carbonifère. La formation moyenne comprend, de bas en haut, le membre de l'Inferno, conglomératique, qui comporte vers sa base, dans la haute vallée des Merveilles, une petite coulée "dacitique", et le membre des Meraviglie, pélitique (A. FAURE-MURET, 1955), ou volcano-sédimentaire (J. ROMAIN et J. VERNET, 1978). La formation supérieure, transgressive, comprend quatre membres qui sont de bas en haut : les arkoses du Bego, les pélites violacées de Capeiroto, les pélites rouge-brique de Saint-Sauveur - Barrot (J. VERNET, 1963), les poudingues de Léouvé (P. BORDET, 1950). Des passages latéraux de faciès prouvent l'hétérochronie des divers membres permien paléobotaniquement datés de l'Autunien dans le vallon de Roya (P. CORSIN et A. AREVIAN, 1956) et du Thuringien dans le dôme de Barrot (H. VISSCHER *et al.*, 1974).

Dans le domaine alpin interne, le substratum anté-triasique de la zone subbriançonnaise n'est pas connu à l'affleurement. Le Carbonifère et le Permien ne réapparaissent qu'au niveau du Briançonnais ligure et de Dora Maira, affectés par les métamorphismes alpins de

"haute pression" et de type Barrow.

Au Carbonifère sont rapportées des formations conglomératiques et grésopélitiques, intrudées de granitoïdes et transformées en gneiss et micaschistes riches en graphite dans le massif de Dora Maira (groupe graphique de Pinerolo).

Un puissant complexe volcano-sédimentaire permien, qui a fourni des âges radiométriques de l'ordre de 260 MA dans le massif du Besimauda, forme l'ossature du Briançonnais. Des porphyroïdes rhyolitiques et "dacitiques" associés à des tufs volcaniques, des pélites et des arkoses, succèdent à un ensemble plus basique, constitué d'andésites, ou métamorphisé en prasinites, en schistes chloriteux et albitiques et en épidotites.

Les porphyroïdes rhyolitiques sont nettement subordonnés aux micaschistes, gneiss et prasinites dans le Permien et le Carbonifère de Dora Maira. L'abondance des matériaux éruptifs de la zone briançonnaise est, par contre, à souligner et à rapprocher du volcanisme de l'Esterel.

1.1.1.3 - Le Mésozoïque.

Il débute par un Trias détritique qualifié d'inférieur, mais probablement d'âge anisien moyen à supérieur d'après les premières datations polliniques (M. DURAND, comm. orale, 1987), dont les dépôts se superposent normalement, avec ou sans discordance, au substratum cristallin et permo-carbonifère. Ce sont les "Grès bigarrés" de couleur rouge à ocre, arkosiques, assez grossiers, de la bordure de l'ensemble "Maures-Tanneron-Esterel" pour l'avant-pays provençal, les conglomérats, grès quartzites, arkoses et pélites lie-de-vin ceinturant le massif de l'Argentera, ainsi que les dômes de Barrot, de Barles-Verdâches et de Remollon pour la zone alpine externe.

Dans le Briançonnais externe, des quartzites blancs ou verdâtres avec récurrences conglomératiques, rapportés au Werfénien, sont associés à des conglomérats et arkoses à éléments de roches volcaniques et des pélites schisteuses avec lesquels ils forment le Verrucano. Un ensemble lithologiquement peu différent à l'origine, transformé en micaschistes à lentilles conglomératiques et quartzites phengitiques avec ou sans galets de roches volcaniques, est attribué au Permo-Werfénien dans le Briançonnais interne.

Dans le domaine externe, au-dessus du Trias détritique apparaissent des évaporites et des calcaires souvent dolomités, puis des marnes, des cargneules et des gypses dont le rôle sera capital lors des déformations tertiaires. Ces faciès du Trias moyen et supérieur marquent l'installation de la branche ligure de l'océan Téthys en bordure du craton européen pénéplané entre le Stéphanien et le Trias inférieur. Les dépôts sont épicontinentaux en Provence et dans la zone alpine externe, sédimentés dans des bassins bordiers dont le remplissage est sous la dépendance de rejeux d'accidents

hercyniens (P. DUBOIS et P. UMBACH, 1974).

Le Trias est de type plate-forme subsidente dans le Briançonnais (J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977).

La suite de l'ère secondaire voit se développer une sédimentation marine discontinue, partiellement stoppée par des périodes d'émersion surtout marquées après le Jurassique et correspondant à la période d'expansion océanique téthysienne achevée avant -100 MA (M. LEMOINE et P.-C. DE GRACIANSKY, 1988).

Le Jurassique présente des variations importantes de faciès, spatialement ordonnées du Sud vers le Nord et d'Ouest en Est, qui permettent de définir trois grands domaines sédimentaires : provençal, dauphinois et briançonnais. Dans le domaine provençal, la sédimentation est carbonatée, de plate-forme, souvent réduite et presque toujours discontinue. Dans le domaine dauphinois, au Nord d'une ligne définie par la vallée de l'Esteron, Soleilhas, Castellane et Chabrières, d'épais sédiments argileux agencés en séries assez complètes témoignent de l'existence d'une large aire subsidente. Cette aire est caractérisée par une zone haute bordière - dorsale dauphinoise, haut fond du moyen Verdon et de l'arc de Nice - et par des seuils disposés, pour la plupart, parallèlement à la direction d'allongement du bassin : seuils de la Tinée et de Barcelonnette, relayés vers le Nord par le seuil de Saint Julien (G. DARDEAU, 1983), seuil tendasque (M. LANTEAUME, 1968) situé à l'articulation des domaines externe et interne.

Dans le Subbriançonnais proprement dit, le Jurassique - carbonaté - est très lacunaire ; ses faciès sont variables. Le Lias et le Dogger, complétés par l'Oxfordien, passent, dans certaines unités comme celle des Séolanes, à une formation de brèches à ciment de calcaires argileux et de calcarénites qui témoignent de l'existence de hauts-fonds (C. KERCKHOVE, 1979).

Les dépôts jurassiques sont transgressifs sur le Trias et d'épaisseur également réduite dans le Briançonnais. Les faciès, d'abord carbonatés, lacunaires ou condensés, de type plate-forme au Dogger, évoluent vers des faciès carbonatés pélagiques au cours du Malm.

Pour le Crétacé, aux dépôts de plate-forme de la Provence, s'opposent les faciès pélagiques du domaine vocontien. L'élément intéressant est, pour nous, la présence de décharges détritiques albo-aptiennes et fini-crétacées dans la zone alpine externe et son avant-pays immédiat, ainsi que dans certaines parties des zones internes.

Les matériaux terrigènes albo-aptiens, à grain fin, sont quantitativement limités, nettement subordonnés à la glauconie à laquelle ils sont mêlés. Leur extension est cependant générale, tant dans le domaine externe que dans l'avant-pays provençal placé sous la dépendance directe de la mer alpine.

Les terrigènes fini-crétacés sont spatialement plus limités, mais les apports détritiques plus grossiers et plus massifs. Ils intéressent de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne, les régions suivantes :

- la bordure méridionale de l'arc de Castellane, aux confins des départements du Var, des Alpes-Maritimes et des Alpes de Haute-Provence, où se dépose, dans la zone néritique de la mer turono-sénonienne, un stock quartzueux particulièrement riche en éléments bipyramidés accompagné de galets de rhyolites ;

- la vallée de l'Esteron qui voit se développer, très localement, une sédimentation marine néritique sableuse dont le cortège de minéraux lourds montre de la staurotide et du disthène ;

- la bordure orientale de l'Argentera où le Crétacé supérieur, calcaire et dolomitique, discordant sur le Néocomien ou le Jurassique supérieur, admet des intercalations de grès et de conglomérats à éléments permo-triasiques et cristallins : quartzites et rhyolites pour l'essentiel (R. MALARODA, 1957 ; Y. GUBLER *et al.*, 1961 ; C. STURANI, 1962) ;

- la zone subbriançonnaise marquée par l'apparition de flyschs précoces, d'âge néocrétacé-paléocène, en Ubaye méridionale (unité du Pelat) et dans la vallée de la Stura (flysch d'Aisone) (C. KERCKHOVE, 1969 et 1979).

Dans les Alpes maritimes franco-italiennes, des flyschs à niveaux calcaires, d'âge "au moins Crétacé moyen à supérieur" sont décrits au sein de la "zone des lambeaux de charriage" (M. LANTEAUME, 1968), alors que le Crétacé supérieur du Sapé (unité du Col de Tende) enregistre une "recrudescence des apports de matériel paléozoïque" (A. GUILLAUME, 1969).

Il convient de noter, dès à présent, ces particularités de la sédimentation crétacée liées au début de la fermeture de l'océan téthysien, qui sont l'indice, dès cette époque, de déformations induisant la mise en place ou le rajeunissement de reliefs émergés, tant en bordure sud du domaine externe (massif cristallin provençal et/ou massif corso-sarde, isthme durancien), qu'au sein même du domaine proprement alpin.

À la fin du Crétacé supérieur, les Alpes maritimes *s.l.* subissent une émersion généralisée. Au Nord-Ouest et au Sud-Est de l'Argentera, les dernières couches marines datées avec certitude sont d'âge maestrichtien (C. STURANI, 1962 ; R. CAMPREDON et B. PORTHAULT, 1971). Ces derniers auteurs signalent également des éléments remaniés de Maestrichtien dans les conglomérats à *Microcodium* intercalés entre le Santonien-

Campanien et le Lutétien dans les synclinaux de Contes, de La Mortolà et du Braus.

L'extrême fragmentation des unités subbriançonnaises, irrégulièrement réparties entre l'Embrunais-Ubaye et la Méditerranée, rend difficile tout essai de synthèse lithostratigraphique et paléogéographique pour cette zone. Néanmoins, il semble que l'arrêt de la sédimentation, lorsqu'il se produit, y soit plus tardif, moins régulièrement ordonné que dans le domaine externe. Localement, le dépôt de formations de type flysch a pu se poursuivre dans des sillons ou des fossés, séparés par des hauts fonds sur lesquels se sédimentaient des calcaires à Algues.

Quant au Briançonnais, il est le siège d'une sédimentation pélagique continue qui dépose des calcaires planctoniques (Col de Larche), ou discontinue, marquée par de nombreux hard-ground (Marguareis).

1.1.1.4 - Le Cénozoïque : cartes de paléofaciès du Nummulitique.

Le régime marin, demeuré plus ou moins stable dans le Briançonnais, réenvahit le Subbriançonnais et le domaine externe à partir du Lutétien. On admet classiquement, depuis J. BOUSSAC (1912), que la transgression nummulitique s'est effectuée d'Est en Ouest dans le bassin paléogène des Alpes maritimes, induisant une hétérochronie des lithofaciès.

Dans le Subbriançonnais et les unités assimilées (cf. l'unité du col de Tende), les premiers termes paléogènes, gréseux et conglomératiques, à Nummulites du Lutétien et du Bartonien, reposent en discordance sur le Jurassique ou le Crétacé supérieur. Au-dessus apparaissent des calcschistes surmontés par un flysch argileux, parfois à petits bancs de grès et de microbrèches, qui se termine par un olistostrome (C. KERCKHOVE, 1969).

Dans le domaine externe, les dépôts du Paléogène marin reposent soit sur des formations continentales qualifiées "d'infra-nummulitiques" (J. BODELLE, 1971) : conglomérats à Microcodium, couches à Cérithes, calcaires lacustres à Characées, marnes et sables bariolés, soit directement sur divers termes du Mésozoïque d'âge généralement crétacé ou plus rarement jurassique (synclinal de Taulanne).

Le groupe paléogène débute par une formation carbonatée généralement détritique à la base, renfermant parfois des niveaux de poudingues chenalisés à galets de roches exogènes et endogènes. Il s'agit de calcaires néritiques et bioclastiques à microfaune benthique abondante, généralement épais de quelques dizaines de mètres.

Vient ensuite une formation argilo-sableuse à marneuse de 100 à 300 mètres d'épaisseur ("marnes bleues" auct.). Sur les marnes, et terminant le cycle sédimentaire, repose la formation

détritique sommitale des Grès d'Annot et leurs équivalents latéraux qui peut atteindre, voire dépasser localement (baisse de Turini), 1000 mètres de puissance. Les marnes montrent d'importantes variations d'épaisseur et de faciès. Vers le Nord et l'Est, aux abords du massif de l'Argentera, elles passent à des calcaires argileux ou à des calcschistes. De même, le passage des marnes aux grès s'effectue parfois par l'intermédiaire de pelites micacées noires. Quant à la formation détritique sommitale, sa monotonie n'est qu'apparente : une analyse détaillée permet de différencier en son sein les faciès suivants : flysch grésopélitique à alternances centimétriques à décimétriques, ensemble rythmique envahi par des corps gréseux métriques à plurimétriques à grain fin ou grossier, conglomérats, brèches volcaniques andésitiques synsédimentaires, membre pélitique à traces d'auto-remaniement, flysch dilacéré, olistostrome à matrice pélitique et argileuse noire emballant des blocs hétérométriques et des masses lenticulaires de nature variée. Cette suite est virtuelle, les divers membres de la formation n'étant jamais représentés dans leur ensemble sur une seule et même verticale : les brèches andésitiques sont par exemple limitées au seul synclinal de Saint-Antonin, alors que les pelites sombres à traces d'auto-remaniement, le flysch dilacéré et les olistostromes ne se rencontrent que dans les affleurements les plus internes.

En Provence orientale, entre la vallée du Var et le massif du Tanneron, le Nummulitique est également transgressif et discordant. Il repose sur des sables continentaux bariolés attribués à l'Eocène inférieur, sur le Crétacé ou encore sur le Jurassique supérieur. Ses faciès sont néritiques ; sa particularité est d'être incomplet, la sédimentation s'arrêtant après le dépôt de la formation marneuse. Les influences marines ne dépassent pas, vers l'Ouest, le pic de Courmettes.

La stratigraphie de ces lithofaciès a successivement été affinée par M. MAINGUY (1938), P. FALLOT et A. FAURE-MURET (1947), A. FAURE-MURET et P. FALLOT (1949), A. FAURE-MURET *et al.* (1954), M. LANTEAUME (1968), C. KERCKHOVE (1969), J. BODELLE (1971), R. CAMPREDON (1972), C. MULLER *in* : M. CREMER et C. RAVENNE (1981) et I. INGLIS *et al.* (1981). L'ensemble des datations a été rapporté à l'échelle biostratigraphique de A. BLONDEAU *et al.* (1968) basée sur la succession des macro-Foraminifères. L'attribution des biozones aux divers étages a été faite en suivant le découpage adopté pour le Paléogène par C. CAVELIER et C. POMEROL (1986). Grâce à ces données, il est désormais possible de suivre, à l'échelle régionale, par l'établissement de cartes de paléofaciès, la progression de la transgression ainsi que l'évolution temporo-spatiale des différents lithofaciès paléogènes.

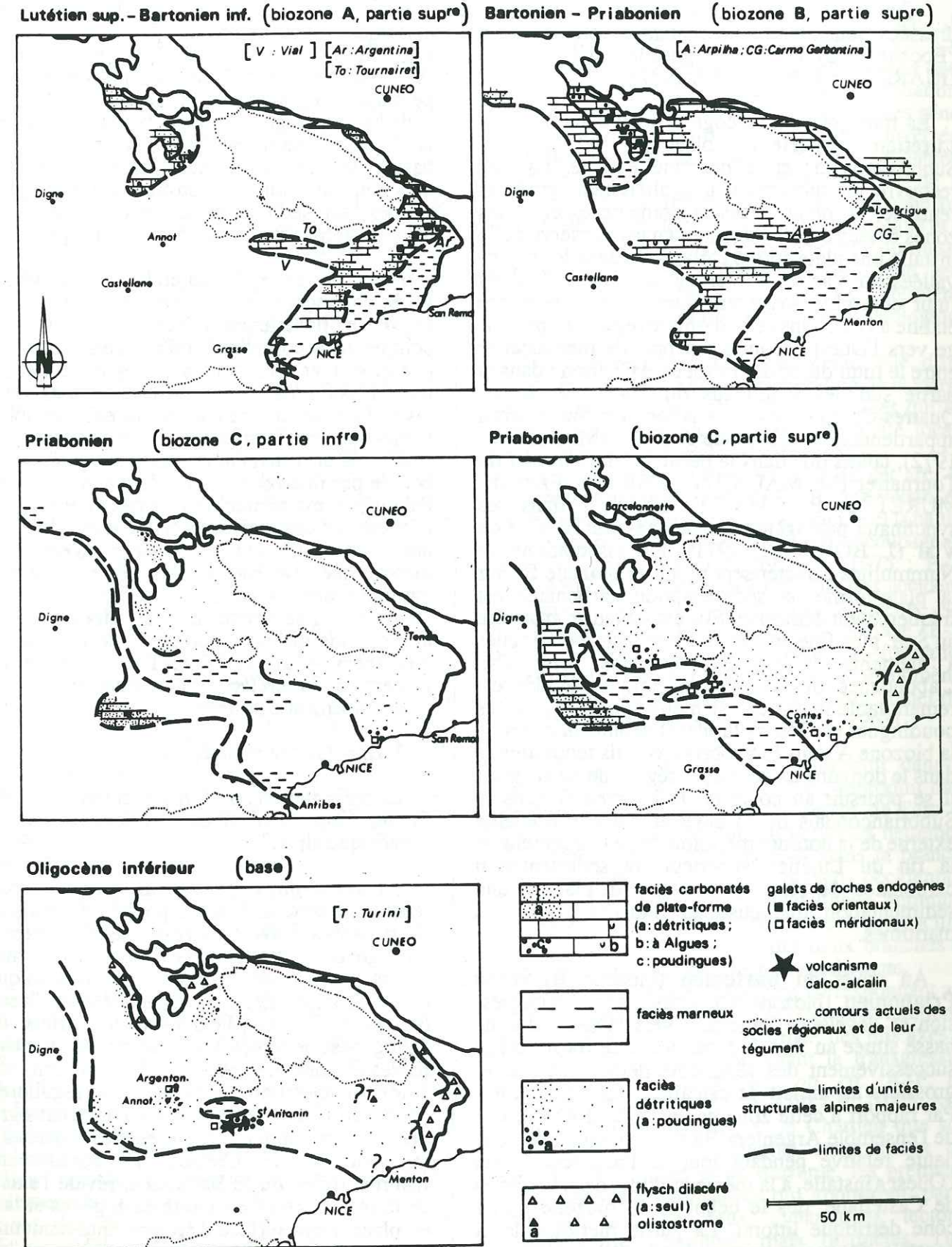


Fig. 53. - Cartes de paléofaciès du Nummulitique des Alpes maritimes s.l.

Cinq cartes de paléofaciès (fig. 53) ont été dressées pour l'intervalle de temps compris entre l'Éocène moyen et l'Oligocène inférieur (P. GUARDIA et J.-P. IVALDI, 1987).

La transgression paléogène débute au cours du Lutétien supérieur (biozone A) dans le Subbriançonnais et le domaine externe. La mer recouvre un substratum irrégulièrement érodé et réutilise, au début, dans le domaine externe, les zones basses où le Maestrichtien est conservé : elle installe une plate-forme carbonatée dans les hautes vallées du Var et du Verdon ainsi qu'au Sud du futur ensemble Argentera-Barrot. La plate-forme établie à l'Est, dans cette dernière région, se prolonge vers l'Ouest par un étroit bras de mer localisé entre le futur dôme de Barrot et le Cheiron : dans la partie sud des synclinaux du Tourniret et des Quatres-Cantons, les associations de Nummulites appartiennent à la biozone A (R. CAMPREDON, 1972), tandis que dans la partie nord du massif du Tourniret (M. MAINGUY, 1938 ; A. FAURE-MURET et P. FALLOT, 1949) et dans les synclinaux paléogènes chevauchés par l'écaille du Vial (J. BODELLE, 1971), les associations de Nummulites caractérisent plutôt la biozone B. Sur la plate-forme, la sédimentation carbonatée est fréquemment détritique. Elle est sableuse, grossière au Sud, plus fine au Nord, mêlée à des poudingues à éléments de roches endogènes vers l'Est. L'abondance des roches volcaniques acides est remarquable parmi ces éléments. Le dépôt de ces poudingues est hétérochrone. Il débute au cours de la biozone A dans le Subbriançonnais tendasque et dans le domaine externe de la région de La Brigue ; il se poursuit au cours de la biozone B dans le Subbriançonnais de l'Ubaye et dans le domaine externe de la bordure méridionale de l'Argentera. À la fin du Lutétien supérieur, la sédimentation carbonatée de plate-forme laisse la place à une sédimentation marneuse au Sud-Est des Alpes maritimes.

Au cours du Bartonien (biozone B) et du Priabonien (biozone C), alors que la transgression se développe largement vers l'Ouest, la zone basse située au Sud du futur dôme de Barrot piège successivement des sédiments détritiques fins et grossiers au milieu de calcaires, puis de marnes. Par rapport à cette zone basse, le bord méridional de l'ensemble Argentera-Barrot constitue une zone haute relative pendant tout le Paléogène. Vers l'Ouest s'installe, à la même latitude, dans la région de Castellane, dès le début de la biozone C, un cône détritique littoral. La partie méridionale et centrale du bassin reçoit, dès le Priabonien, des matériaux terrigènes grossiers renfermant un cortège varié de roches endogènes particulièrement bien représenté à Menton, Contes, Saint-Antonin et Argenton près d'Annot.

À l'Oligocène inférieur, la sédimentation détritique grossière envahit la majeure partie du bassin dont la marge méridionale reste orientée E-W. Un épisode volcanique calco-alcalin se développe dans la région de Saint-Antonin, au Sud d'une zone haute probable où se poursuit temporairement la sédimentation marneuse. Sur la marge interne du bassin se déposent successivement un flysch dilacéré, puis un olistostrome alimenté par les nappes. La sédimentation de ce matériel a pu débiter au Sud-Est dès le Priabonien supérieur.

Les zones émergées au cours du Sénonien dans le Subbriançonnais, le domaine externe et la Provence orientale ont subi une évolution en milieu continental accompagnée ou non de phénomènes de plissement et d'érosion avant que ne débute la transgression paléogène. Ainsi, le bras de mer installé dès le Lutétien supérieur entre le dôme de Barrot et le Cheiron, recouvre-t-il une région structurée et fortement érodée. Cette zone mobile, bordée par une zone haute relative pendant tout le Paléogène, est héritée, le rôle des directions E-W, relayées par des directions N140°E et subméridiennes, étant établi pour la période permienne et l'ère mésozoïque. De même, des déformations anté-nummulitiques sont elles reconnaissables dans l'unité du col de Tende, dans la vallée de la Stura et aux confins du haut Verdon et de l'Ubaye, alors qu'ailleurs - arc de Nice, Tinée, Var moyen - l'émergence fini-crétacée s'est effectuée sans grand bouleversement d'ordre tectonique.

1.1.2 - Cadre structural.

La présentation du cadre structural régional sera limitée aux événements relevant du cycle orogénique alpin.

L'avant-pays provençal joue le rôle de référentiel structural stable pour le domaine alpin. Deux parties peuvent y être distinguées en fonction du degré de tectonisation et du style de déformation de sa couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. À l'Est d'une ligne calée sur l'accident de socle Grimaud-Pennafort, les effets de la tectogenèse provençale sont restreints. La couverture, restée adhérente au socle du Tanneron, est peu déformée, globalement monoclinale, régulièrement pentée au Nord. Seule la discordance cartographique des formations continentales éocènes, qui reposent sur le Crétacé, le Portlandien, le Kimméridgien ou le Bathonien, révèle l'existence de faibles mouvements anté-paléogènes et la mise en place d'une surface d'érosion anté-danienne (L. GINSBURG, 1960) ou "anté-bauxite" (G. MENNESSIER, 1964). Les événements lutétiens ne sont pas plus marqués, avec seulement un Priabonien transgressif sur des termes "infra-nummulitiques" ou mésozoïques divers.

À l'Ouest de l'accident Grimaud-Pennafort, la tectogenèse provençale, plus active car intéressant un segment de croûte plus méridional, se traduit par un plissement fini-crétacé de la couverture sédimentaire qui sera ensuite doublement décollée à la base du Muschelkalk s.l. et au sommet du Keuper, puis écaillée vers le Nord au cours du Lutétien.

Un début d'homogénéisation des deux zones apparaît à l'Oligocène avec la formation générale de fossés d'effondrement subméridiens repris ultérieurement par des écaillages Est-Ouest, à vergence sud, et des décrochements conjugués (G. GIANNERINI, 1980-81) engendrés par le développement de l'orogène alpin.

Le domaine alpin externe présente une tectonique relevant de deux styles distincts : un style de socle dans l'Argentera et un style de couverture dans les chaînes subalpines méridionales, dont le matériel sédimentaire est décollé au-dessus du cristallin et de son tégument au niveau du Trias moyen et supérieur argilo-gypseux et carbonaté.

Le Paléogène est conservé au cœur de synclinaux épars, ou en affleurements plus continus au contact des zones internes. Il appartient à un ensemble d'unités plissées et écaillées qui dessinent, vers leur extrados, et du Sud-Est vers le Nord-Ouest, les arcs de la Roya et de Nice dans les Alpes maritimes franco-italiennes, relayés à l'Ouest du Var, par l'arc de Castellane. Des accidents majeurs, orientés NNE-SSW, interprétés comme des décrochements senestres (J. COGNE *et al.*, 1966) découpent les structures arquées : il s'agit des "cicatrices triasiques" ou "déchirures" de Breil-Sospel-Monaco, de la moyenne Vésubie et de l'accident de Rouaine.

Chaque arc voit se développer toute une série de structures généralement chevauchantes dans le sens de sa convexité.

Dans les arcs de Nice et de la Roya, ces structures sont orientées NNW-SSE à N-S. Elles prennent vers le Sud, une direction E-W à ENE-WSW, au contact d'une zone ayant joué le rôle de butoir lors de leur mise en place (J.-L. PEREZ, 1975), et que B. GEZE (1963) considère comme le prolongement oriental de la couverture provençale des Maures et du Tanneron.

Les synclinaux nummulitiques présentent également des directions NNW-SSE à N-S et, localement, des directions E-W (synclinal de Turini, J.-P. IVALDI et P. GUARDIA, 1986). L'amarce de leur formation est probablement contemporaine de la genèse des plis anticlinaux à cœur jurassique de La Clapissa et du Cap Martin. Le premier, déversé au SW (E. COLOMBO, 1966) supporte l'unité chevauchante de l'Agel ; le second, largement érodé, est recouvert en discordance par

le poudingue de Roquebrune-Cap-Martin daté du Burdigalien à milieu Langhien (F. IRR *in* : J.-F. PECHEUX, 1979). La formation de ces plis peut également être rapprochée des déformations progressives anté-schisteuses et schistogènes génératrices de structures plicatives droites, déversées ou couchées, nées dans un régime de cisaillement senestre, qui affectent la partie orientale de la couverture subalpine mésozoïque et paléogène aux abords de l'Argentera et du domaine pennique et le tégument carbonifère et permo-triasique du massif cristallin. Un âge priabonien à oligocène peut raisonnablement être attribué aux premières déformations en fonction du contexte géologique régional.

La formation de l'arc de Nice serait, elle, d'âge miocène, en relation avec la flexuration de la marge méridionale de l'Argentera et les serrages qui lui ont succédé, générateurs d'une schistosité locale (P. GUARDIA et J.-P. IVALDI, 1985).

La mise en place des chaînons de cet arc, en avance tectonique sur l'arc de Castellane voisin, est également conditionnée par la géométrie et la nature de l'avant-pays, ainsi que par le pré-découpage du socle en panneaux (J.-L. PEREZ, 1975 ; P.-F. BULARD *et al.*, 1975) délimités par des accidents hercyniens N10-30°E et par des accidents N-S fonctionnant dès l'Oligocène. Un serrage E-W tardif aurait ensuite provoqué la formation d'extrusions, de décoiffements et de phénomènes diapiriques, parachevant ainsi le dessin actuel des arcs de Nice et de la Roya (B. GEZE, 1963).

L'arc de Castellane, terme introduit dans la littérature par J. GOGUEL (1936), reproduit dans de plus vastes proportions le dessin de l'arc de Nice, avec deux directions structurales nettement différentes : des directions E-W dans la branche orientale, NNW-SSE dans la branche occidentale. Comme à l'Est du Var, les synclinaux nummulitiques épousent ces directions. Seul le synclinal d'Annot, situé à la jonction des deux branches de l'arc, ne montre pas de direction axiale nette.

Deux périodes de plissement correspondant aux "phases" provençales maestrichtienne et lutétienne ont vu s'ébaucher, puis se former, des plis axés E-W, attaqués par l'érosion avant la transgression nummulitique (J. GOGUEL, *op. cit.*, A.-F. DE LAPPARENT, 1938 ; J. BODELLE, 1971). Mais c'est entre le Sannoisien et le Chattien que sont enregistrées, dans les dépôts continentaux des bassins de Taulane et de Barrême, les premières déformations compressives qui aboutiront, par la "superposition de deux dynamiques tectono-sédimentaires continues mais distinctes, l'une synoligocène, l'autre synmiocène" (P. GIGOT *et al.*, 1975), à la formation de la plupart des plis et des chevauchements de l'arc.

La mise en place des chaînons frontaux de l'arc de Castellane est classiquement considérée comme post-tortonienne au droit du bassin néogène de

Vence. Pour F. IRR (1984) cependant, l'âge tortonien du poudingue du bassin de Vence, plissé et chevauché par le Jurassique des *Baus*, n'est pas démontré car daté à l'aide d'une malacofaune non fiable par comparaison aux échelles microbiostratigraphiques. La fourchette stratigraphique qui encadre la mise en place des chevauchements frontaux serait plus large. Pour G. CLAUZON (1975, 1978) par contre, cet événement et la phase d'érosion qui l'a suivi seraient messiniens. La mise en place finale de la "nappe" de Digne serait, elle, plus tardive en bordure du bassin tertiaire du même nom : elle daterait de la fin fin du Pliocène (P. GIGOT *et al.*, 1974 ; M. DUBAR, 1984).

À l'intrados des chaînons arqués de Castellane et de Nice, la couverture sédimentaire du massif de l'Argentera est débitée en plusieurs unités chevauchantes plurikilométriques, à vergence généralement externe et de caractère polyphasé (D. VASLET, 1978 ; C. TEMPIER, 1979). Ces unités, dont les termes les plus récents sont constitués par le Paléogène détritique marin, sont chevauchées par le front des nappes alpines. Les nappes, cantonnées en arrière de l'Argentera entre Bersezio et le Riou Frei, débordent le massif en haute Tinée et dans la Roya. Des relations tectono-sédimentaires très étroites lient les domaines externe et interne par l'intermédiaire des olistostromes paléogènes.

Le domaine alpin interne est constitué, dans les Alpes sud-occidentales, par une zone subbriançonnaise progressivement réduite en direction de la Méditerranée, par une zone briançonnaise qui, à l'inverse, s'évase largement en direction de cette même mer, et par des flyschs allochtones, à Helminthoïdes, tectoniquement intercalés entre le Subbriançonnais et le Briançonnais.

Le Subbriançonnais est représenté, aux confins des hautes vallées du Var et du Verdon, par une suite de festons très courts qui se relaient les uns aux autres, et dont les séries sont généralement tronquées à leur base par le jeu de décollements. C. KERCKHOVE (1969) a distingué quatre unités paléogéographiquement ordonnées de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne : les unités des Trois Évêchés, du Pelat, des Séolanes et du Morgon. L'ensemble a été fortement replissé, avec les matériaux du domaine externe sur lesquels il repose, au cours de l'Oligocène supérieur.

En arrière de l'Argentera, et décrochées par le grand accident intra-cristallin à composante horizontale dextre de Bersezio, ont été reconnues trois unités superposées dites du Monte Sale - Monte Savi - Rocce Forni, de la Piconiera et du Monte Giordano - Monte Bodoira (R. MALARODA *et al.*, 1970 ; M. GIDON, 1972). Elles trouvent leur continuité dans l'unité de flysch de Demonte-Aisone puis, au Sud de la zone de

décrochement de la vallée de la Stura, dans l'unité du Col de Tende considérée par M. LANTEAUME (1962, 1968) comme parautochtone, et dans la "zone des lambeaux de charriage" (M. LANTEAUME, *op. cit.*) ou des "unités dilacérées" (A. GUILLAUME, 1969). Il s'agit alors de lames à ossature calcaire (Bric Castea s.l., Tetti Caiera - Sofranin, Tetto Goderie, Val Brignola...), complétées par des calcschistes crétacés et des flyschs tertiaires qui "paraissent emballer l'ensemble" (A. GUILLAUME, *op. cit.*).

Le Briançonnais du domaine liguro-provençal est, comme ailleurs, découpé en unités tectoniques de deux types :

- des unités à semelle siliceuse permo-carbonifère et werfénienne éventuellement complétées par une couverture carbonatée réduite, non décollée, pouvant atteindre l'Éocène ;

- des nappes de décollement à matériel carbonaté triasico-jurassique et crétacé-paléocène surmonté par un flysch éocène parfois tectoniquement indépendant.

Au Nord-Est de l'Argentera (M. GIDON, 1962), l'ensemble permo-carbonifère est accompagné par une série de trois unités calcaires en position plus externe (Rocca Peroni, haut Rouchouze, Sautron).

Au Sud-Est de l'Argentera ont été reconnues, dans le Briançonnais ligure (M. VANOSSI *et al.*, 1984), une dizaine d'unités schématiquement réparties en unités inférieures à socle, tégument et couverture (Pamparato-Murialdo, Mallare, Monte Carmo, Ormea) et unités supérieures à socle anté-westphalien seulement (Bagnaschino et Calizzano-Savona), ou à matériel de couverture permo-carbonifère (Casa Volte, Castelvechio-Cerisola, Caprauna-Armetta et klippe de Deviglia et du Bric Garofano).

Sur le plan des déformations, deux types d'événements, à vergence externe, puis interne, affectent d'une manière générale le Briançonnais.

En Ligurie, le Briançonnais interne est plissé isoclinale et fortement transposé par deux déformations successives synschisteuses à vergence externe, avant d'être rétrodéversé. Le Briançonnais externe n'est affecté que par une seule déformation schistogène, suivie d'une seconde phase dite de "transport", à vergence également externe, et des classiques phénomènes de rétro-déversement. L'ensemble de ces déformations est antérieur à la transgression oligocène padane qui scelle les contacts. Les deux épisodes synschisteux pourraient dater de l'Éocène inférieur (?) - moyen et du Priabonien, avec une hétérochronie probable entre le Briançonnais interne et externe (M. VANOSSI, 1984).

Les flyschs allochtones à Helminthoïdes, à matériel crétacé supérieur-paléocène et éocène inférieur à moyen, débordent au Nord et au Sud le massif de l'Argentera et viennent recouvrir, en Embrunais-Ubaye et dans les Alpes maritimes franco-italiennes, les termes détritiques sommitaux du Paléogène externe.

En Embrunais-Ubaye, C. KERCKHOVE (1969) distingue deux ensembles structuraux superposés : la nappe de l'Autapie, en position frontale et la nappe du Parpaillon en position sommitale. Le contact basal des deux nappes est jalonné d'écaillles tectoniques à affinités subbriançonnaises auxquelles s'ajoutent, dans le cas du Flysch du Parpaillon, des unités à cachet briançonnais. Des plis synschisteux de direction N140-160°E déforment, avec l'autochtone sous-jacent, la base de la nappe de l'Autapie.

La nappe du Parpaillon est, elle, affectée par deux déformations plicatives schistogènes orthogonales, intervenues en régime de déformation progressive. La première déformation engendre des plis hectométriques isoclinaux de direction moyenne N50°E, déversés au Nord-Ouest. La seconde déformation replisse l'ensemble de la nappe avec une longueur d'onde kilométrique et une direction axiale N140°E (O. MERLE et J.-P. BRUN, 1981). C'est elle qui affecte également la base de la nappe de l'Autapie et son substratum.

Dans les Alpes maritimes franco-italiennes, M. LANTEAUME (1968) a subdivisé l'ensemble des flyschs allochtones en trois festons dits de San Remo - Saccarel, de Moglio - Testico et d'Alasio - Borghetto d'Arroscia, auxquels il faut ajouter le flysch d'Albenga (M. MARINI, 1988). Plusieurs formations ont été individualisées dans chacun des trois festons : trois dans la succession San Remo - Saccarel (complexe de base de San Bartolomeo, grès de Bordighera et flysch de San Remo, M. SAGRI, 1980), deux dans celle de Moglio - Testico (pélites de Moglio et formation de Testico comportant deux membres), trois encore dans la succession de Borghetto (pélites du Ranzo, quartzites du Monte Bignone, calcaires de Ubaga, B. GALBIATI, 1983).

La structure des flyschs ligures est mal précisée. Trois déformations superposées sont signalées dans le complexe de base du Flysch de San Remo, la première génératrice de plis isoclinaux hectométriques (G. GOSSO *et al.*, 1983). L'unité de Moglio - Testico aurait enregistré deux épisodes de déformation. Quant à celle de Borghetto, après avoir subi une translation vers le domaine externe, elle aurait été déformée par des plis ouverts déversés vers l'intérieur de la chaîne, associés à des failles inverses, puis affectée localement par une troisième phase "apenninique" (M. VANOSSI *et al.*, 1984).

1.2 - ORIGINE DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES PALÉOGÈNES.

1.2.1 - Les faciès de transgression du Nummulitique.

1.2.1.1 - Historique.

Les travaux relatifs à l'origine des matériaux détritiques du bassin paléogène des Alpes maritimes portent essentiellement sur les Grès d'Annot et leurs équivalents latéraux. Peu d'auteurs ont abordé l'étude des autres formations nummulitiques avec une finalité paléogéographique. Les rares exceptions concernent surtout les zones bordières de la mer paléogène au Sud : avant-pays provençal et région de l'Esteron, les abords du Pelat et le bassin de Tende - La Brigue au Nord et au Nord-Est.

Dans l'avant-pays provençal, l'étude des minéraux lourds des argiles éocènes de la vallée du Loup et des marnes priaboniennes du synclinal de Vosgelade, à l'Est de Vence, met en évidence un remaniement des dépôts permo-triasiques de l'ensemble Maures-Tanneron-Esterel, auxquels s'ajoute, pour le seul Priabonien, un apport important de matériaux volcaniques dont la source serait proche (S. DUPLAIX et M. GENNESSEAU, 1966 et 1968).

Dans les synclinaux méridionaux de l'arc de Castellane, les associations de minéraux lourds, la nature des minéraux argileux, la présence de spores et de pollens remaniés du Crétacé supérieur, indiquent que les décharges détritiques des formations à *Microcodium*, ainsi que celles des calcaires et des marnes sus-jacentes, proviennent toutes des bordures méridionale et occidentale du bassin de sédimentation. Le Crétacé supérieur, détritique, fournit l'essentiel du stock quartzueux qui est ensuite systématiquement remanié dans les différentes formations tertiaires. Au Sud de Castellane, une alimentation directe des formations à *Microcodium* inférieures à partir des Maures et de l'Esterel a également été envisagée, en raison de la présence de galets de rhyolites dans les sables bariolés (A.-F. DE LAPPARENT, 1938 et 1966 ; J. BODELLE, 1971). Notons cependant que le Crétacé supérieur du haut pays varois (Brenon) renferme un stock important d'éléments volcaniques remaniés : rhyolites fluidales, ignimbrites, pyromérides (G. GIANNERINI et J.-P. IVALDI, 1980).

Au Sud de l'Ubaye, dans les unités subbriançonnaises des Trois Évêchés et du Pelat, les premiers dépôts d'âge lutétien supérieur-bartonien, qui remanient un Lutétien préexistant, sont des brèches et des conglomérats constitués d'éléments sédimentaires et éruptifs. Cette formation basale, de puissance variable, (0 à 200 mètres), atteint son maximum de développement dans la vallée du Laverq, au Lac d'Allos et sur la face nord-orientale du massif du Cimet (C. KERCKHOVE, 1969). Les éléments sédimentaires, parmi lesquels dominent des grès quartzitiques, des calcaires et des dolomies triasiques, proviendraient de reliefs émergés

ou non, distribués de façon aléatoire dans l'environnement immédiat du bassin de sédimentation paléogène. Le matériel endogène : granites à muscovite ou à biotite, microgranites et rhyolites ("felsophyres de W. KILIAN et P. TERMIER, 1898), rares galets de gneiss, aurait une origine plus lointaine qu'il conviendrait de rechercher dans une cordillère "Allos-Pelat" bordant au Sud le bassin subbriançonnais, à l'articulation des domaines externe et interne. Il semble que la dénudation et l'érosion d'un tel socle ait débuté dès le Maestrichtien, comme l'atteste la présence de galets de pélites, de quartzites et de matériaux "en grains" quartzofeldspathiques aux côtés de dolomies triasiques et de calcaires jurassiques dans la formation néocrétacée-paléocène du Pelat.

Les conglomérats polygéniques sont également bien développés vers l'Est, dans l'unité subbriançonnaise de la Piconiera (Ubaye orientale).

Au revers sud-est du massif de l'Argentera, la transgression nummulitique est assez systématiquement soulignée par le développement de niveaux de poudingues chenalisés au sein des calcaires à Nummulites.

Dans les régions de Tende et de La Brigue, les éléments remaniés, de taille réduite, sont géographiquement ordonnés en fonction de leur nature pétrographique : au Sud du sanctuaire moyenâgeux de Notre-Dame des Fontaines prédominent des galets de roches endogènes (rhyodacites, pyromérides, migmatites, granites), au Nord, à partir du Mont Bergiorin, ce sont les galets de roches sédimentaires qui l'emportent (dolomies et calcaires du Jurassique supérieur avec galets de Crétacé en quantité subordonnée, R. CAMPREDON, 1972). Vers l'Ouest, la présence de galets conséquents de volcanites acides et de quartzites est attestée jusque dans la région de Turini, au niveau de la zone de l'Arpilha (P. GUARDIA et J.-P. IVALDI, 1987).

Dans les unités charriées à affinités subbriançonnaises : unité du col de Tende de M. LANTEAUME (1962, 1968) et "Complexe II" *pro parte* de R. MALARODA (1957), l'importance des éléments de roches endogènes devient telle que les conglomérats constituent le trait essentiel du Paléogène. La taille des galets atteint fréquemment la dizaine de centimètres et plus ; quant à leur nature, il s'agit toujours de roches effusives : rhyolites pyroméridiques et granophyriques, rhyodacites, auxquelles s'ajoutent des granites, des migmatites, des pegmatites et quelques rares galets d'arkoses, de grès quartzitiques, de pélites et de calcaires du Jurassique supérieur.

De tels conglomérats sont par contre absents de la "zone des lambeaux de charriage" ou "zone des klippe" (M. LANTEAUME, *op. cit.*), du "Complexe III" *pro parte* de R. MALARODA ou "unités dilacérées" de A. GUILLAUME (1968).

Les hypothèses concernant l'origine des éléments endogènes diffèrent suivant les auteurs : R. MALARODA considère qu'ils proviennent de l'Argentera, les autres auteurs penchent pour une cordillère "tendasque" placée soit en position interne par rapport au "parautochtone" (A. FAURE-MURET *et al.*, 1957 ; R. CAMPREDON, 1972), soit en position intermédiaire entre l'autochtone et l'édit parautochtone (A. GUILLAUME, *op. cit.*). Cette cordillère prolongeait, vers le Sud, celle de la Stura dispensatrice des

matériaux détritiques du Crétacé supérieur de la bordure nord-orientale de l'Argentera (C. STURANI, 1962).

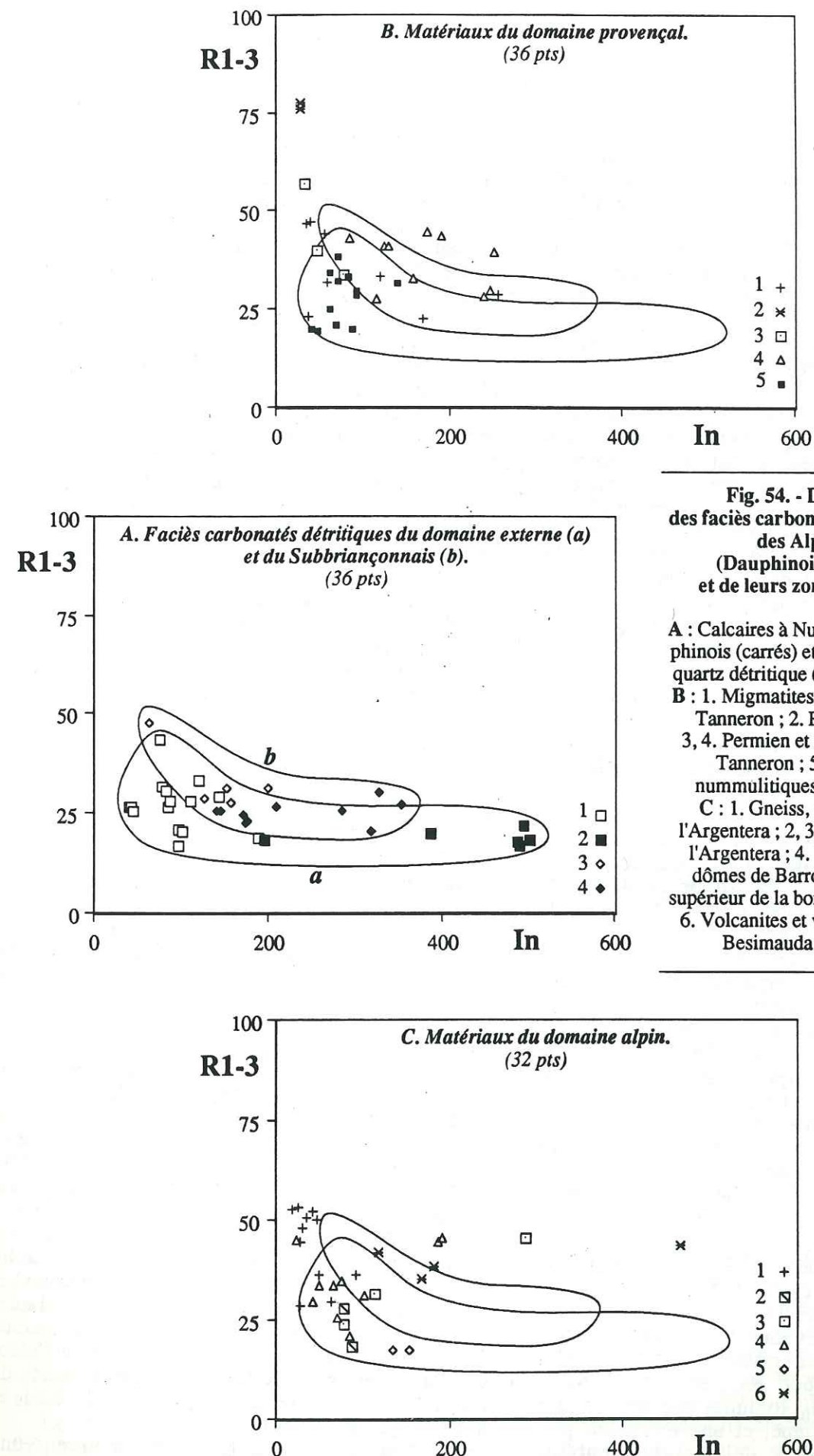
1.2.1.2 - Thermoluminescence.

Les faciès carbonatés détritiques de plate-forme du domaine alpin externe et du Subbriançonnais sont représentés par les calcaires à Nummulites de la littérature qui, localement, à l'approche de l'avant-pays provençal et de la bordure orientale du bassin paléogène des Alpes maritimes *s.l.*, se chargent de matériaux terrigènes, sableux et grossiers au Sud, plus fins au Nord, mêlés à des galets de roches effusives acides chenalisés à l'Est.

Les courbes de thermoluminescence naturelle du quartz de ces faciès carbonatés appartiennent dans leur grande majorité au type C à deux pics de basse et haute température, défini dans l'introduction de cette 3^{ème} partie (fig. 51, p. 114). Seuls, les calcaires intercalés de marnes sableuses déposés dans la région de Saint-Antonin présentent quelques variantes avec des courbes à trois pics de thermoluminescence appartenant au sous-type C'. Dans tous les cas, le pic de haute température est dominant, à l'origine de valeurs du rapport R_{1-3} de TLN toujours inférieures à 50, souvent très faibles ($17 < R_{1-3} < 43,8$). L'intensité globale de TLN est, elle, forte à très forte, ses valeurs pouvant atteindre 500 u.a. Il s'agit donc de courbes de TLN aux caractères très accentués, qu'il est aisé de reconnaître dans les matériaux des zones-sources potentielles. Ces caractères sont liés à la présence de quartz d'origine volcanique à hypovolcanique, dont on a vu qu'ils fournissaient assez systématiquement des valeurs de I_n exceptionnellement élevées (*cf.* 2^{ème} partie, § 3.2.2.2b, p. 105).

Bien que caractérisé par des courbes de thermoluminescence appartenant à un même type ou sous-type, le quartz déposé sur la plate-forme carbonatée paléogène ne provient pas d'une seule province distributive. La variabilité des caractères TL est en effet forte, notamment en ce qui concerne I_n ($40,9 \text{ u.a.} < I_n < 501 \text{ u.a.}$). La figure 54 A ci-contre rend parfaitement compte de ce phénomène traduit par le net étalement, suivant l'axe des abscisses, des aires de variabilités respectives des faciès carbonatés détritiques du domaine alpin externe et du Subbriançonnais. De même, le domaine de basse température des courbes de TLA peut être affecté de fortes variations au niveau des intensités absolues et relatives des trois premiers pics centrés vers 90, 130 et 190-200°C.

Il est ainsi possible de reconnaître, dans les terrigènes liés à la transgression nummulitique, des matériaux à affinités méridionales, provençales, et orientales, alpines. Les premiers se projettent plutôt dans la partie gauche du diagramme (R_{1-3} , I_n), les seconds se décalant vers les plus fortes intensités.



Les terrigènes à affinités provençales se rencontrent tout naturellement dans les parties les plus externes du bassin paléogène (fig. 54, B) :

— dans le synclinal de Contes où le quartz des calcaires à Nummulites provient directement des sables bariolés infra-nummulitiques de la Provence orientale ;

— dans le synclinal de Saint-Antonin, au niveau de la coupe du Pont des Miolans notamment, où les courbes à trois pics rangées dans le sous-type C' rappellent celles des gneiss leptynitiques et migmatitiques du Tanneron ou encore celles de certaines pegmatites de ce massif cristallin.

La zone d'influence provençale à matériel sableux infra-nummulitique remanié atteint les affleurements paléogènes du Col de Nice vers le Nord-Est. Les caractères TL des sables bariolés, bien qu'atténués, sont encore décelables au Col de Braus, dans la partie nord du synclinal de Contes (Coaraze), dans le synclinal du Savel et au Sud du synclinal de Peira-Cava (col Saint-Roch).

Ces sables infra-nummulitiques doivent leurs caractères TL au Permien et au Trias provençal qu'ils remanient. L'origine du quartz permo-triasique, en partie volcanique à hypovolcanique — ce qu'atteste la présence d'un pourcentage non négligeable de minéraux bipyramidés — ne peut être recherchée dans les rhyolites de l'Esterel caractérisées par des paramètres R_{1-3} et I_n fondamentalement différents (fig. 54, B).

Les terrigènes à affinités alpines constituent l'essentiel des stocks quartzueux des calcaires à Nummulites du Subbriançonnais de l'Ubaye méridionale (Unité du Pelat, digitation de Tête Ronde, torrent du Chadoulin et Tête Ronde), de la haute vallée de la Roya (Unité du col de Tende) et des formations équivalentes du domaine externe des régions de La Brigue (route de l'Amitié et vallon de Bens). Ils apparaissent encore dans les faciès carbonatés paléogènes de l'Arpette à l'Est de Breil-sur-Roya et de l'Arpilha sur le bord septentrional renversé du synclinal E-W de Turini. Le quartz est d'origine effusive, lié à l'existence de volcanites remaniées rencontrées sur les différents sites de prélèvement évoqués.

Ces éléments abondent dans le Paléogène subbriançonnais de l'Ubaye et dans l'unité du col de Tende où leur dimension dépasse fréquemment la dizaine de centimètres. Ils se raréfient en direction du domaine externe. Très curieusement cependant, les caractères TL qui s'y rapportent sont nettement plus marqués dans ce dernier domaine (fig. 54, C) où l'on enregistre à la fois les plus faibles valeurs du rapport R_{1-3} et les plus fortes valeurs du paramètre I_n , traduites par un décalage vers le bas du diagramme, et une extension plus grande suivant l'axe des x, de l'aire de variabilité des quartz détritiques et effusifs. Ces différences

ne sont pas dues à la présence de quartz — autres qu'effusifs — d'origine distincte dans les stocks quartzueux, les volcanites remaniées dans le Paléogène subbriançonnais ou dans celui du domaine externe se décalant identiquement dans le diagramme (R_{1-3} , I_n). Elles peuvent être en relation avec une alpinisation plus marquée des quartz.

Les caractères TL des matériaux des deux domaines sont cependant très proches, liés par une même origine des galets de roches volcaniques acides. Une étude microscopique et une analyse des éléments majeurs et en traces de ces volcanites renseignent sur leur pétrographie et leur géochimie. La thermoluminescence du Cristallin de l'Argentera, du Carbonifère et du Permo-Trias tégumentaire de ce massif, du Crétacé supérieur détritique de son bord interne, enfin celle du matériel volcanique et volcano-détritique du Briançonnais ligure fournissent quelques éléments de discussion quant à la position structurale du ou des massifs dispensateurs d'éléments de roches effusives.

1.2.1.3 - Les galets chenalisés d'ignimbrites rhyolitiques et dacitiques des faciès de transgression de la bordure orientale actuelle de la plate-forme carbonatée paléogène : pétrographie, géochimie, origine.

a. Pétrographie.

La pétrographie des roches endogènes remaniées à l'état de galets dans le Paléogène subbriançonnais a été abordée pour la première fois par W. KILIAN et P. TERMIER dans une note parue au Bulletin de la Société géologique de France à la fin du siècle dernier. Tour à tour, M. LATREILLE, A. FAURE-MURET, P. FALLOT et M. LANTEAUME, C. KERCKHOVE, puis M. BOUCARUT et R. CAMPREDON ont apporté leur contribution à la connaissance de ces conglomérats.

Les éléments descriptifs présentés ci-dessous concernent les seuls galets de roches effusives acides des conglomérats. Ils se rapportent à des prélèvements effectués dans les unités subbriançonnaises ou à affinités subbriançonnaises de Tête Ronde et du col de Tende, dans le Paléogène "autochtone" ou réputé tel du bassin de La Brigue (route de l'Amitié). Ils s'appliquent également aux conglomérats plus septentrionaux de l'unité subbriançonnaise de La Martinasse (Embrunais) et de l'unité ultrahelvétique du Bouchet (Haute-Savoie), dont les caractères thermoluminescents seront décrits dans le chapitre consacré au Paléogène du Champsaur et du Dévoluy d'une part, de Haute-Savoie d'autre part (cf. *infra*, § 2.2.1 et 4.2.2.1, pp. 184 et 225).

Macroscopiquement, les galets montrent une patine verte ou rougeâtre. Ils sont toujours très

déformés, parcourus de fentes de tension ouvertes ou remplies par des associations minérales de néogène (quartz-calcite-chlorite-albite) témoignant de l'importance de la déformation mésoalpine et du métamorphisme concomitants.

Les galets analysés présentent tous les mêmes caractères pétrographiques : ils appartiennent à un même cortège rhyolitique et dacitique dont le caractère ignimbritique est marqué par des textures pseudo-fluidales d'écrasement ou bréchiques suivant les échantillons, par une dévitrification de la mésostase, par une forte proportion de phénocristaux et un éclatement très fréquent des quartz.

• La mésostase.

Elle est cryptocristalline, totalement dévitrifiée et partiellement rétrotransformée. La texture la plus fréquente est felsitique porphyrique, avec tendance à un réarrangement granophyrique. Cette texture est associée à des textures pseudo-fluidales de tassement, d'écrasement de la mésostase dévitrifiée, surtout visibles à la périphérie des phénocristaux qu'elles moulent. Dans quelques échantillons de roches, la texture est microlitique porphyrique.

La dévitrification de la mésostase s'effectue parfois en agrégats microcristallins axiolitiques.

• Les phénocristaux.

Ils sont toujours abondants et atteignent parfois d'assez grandes dimensions. Il s'agit, pour l'essentiel, de quartz, de feldspaths potassiques et calcosodiques, de biotites et de fantômes de minéraux ferromagnésiens totalement pseudomorphosés.

Le quartz abonde dans les rhyolites et se présente sous plusieurs habitus. Il peut être automorphe (idiomorphe, euédrique), avec golfes de corrosion en doigts de gant largement développés et arêtes corrodées. Deux types de fractures parcourent les phénocristaux : les unes sont d'origine tectonique, liées au cisaillement subi par les galets, les autres sont incontestablement magmatiques. Ce second type de fracture est en effet corrodé, envahi par la mésostase.

Le second habitus du quartz est également largement représenté. Le minéral se présente sous la forme de petits éléments, souvent triangulaires, qui correspondent soit à des éclats de phénocristaux déplacés dans la mésostase, soit à des reliques de ces mêmes phénocristaux presque totalement corrodés, à faces courbes.

L'extinction du quartz cristallisé sous ces deux habitus est souvent nette, ce qui est remarquable compte tenu de la déformation macroscopique des galets.

Le troisième habitus du quartz est très peu fréquent, observé dans deux échantillons de roches seulement. Le minéral, xénomorphe, de taille

moyenne, est granoblastique. Ses contours sont nets, partiellement corrodés. Cette granulation peut difficilement être attribuée à la cataclase alpine, compte tenu de l'état des quartz euédriques. La présence, dans les rhyolites ignimbritiques, de xénocristaux de quartz corrodés et granulés est l'indice, pour H. PICHLER et W. ZEIL (1972), de leur origine crustale.

Les feldspaths potassiques et calcosodiques sont altérés, kaolinisés ou damouritisés. Les premiers montrent quelques fois des franges réactionnelles ainsi qu'une albitisation secondaire. La macle de Carlsbad est fréquente. Les seconds sont rétrotransformés, également albitisés. Leur composition, déterminée par les méthodes optiques classiques, varie peu : elle reste comprise entre An 0 et An 15, évoluant la plupart du temps entre An 2 et An 5. Dans les roches effusives les moins riches en quartz, les plagioclases sont zonés, pseudomorphosés en chlorite à leur cœur, ce qui est l'indice d'une basicité primaire plus importante des minéraux.

Des biotites magmatiques sont toujours présentes, parfois très nombreuses. Elles sont orientées, quelques fois flexueuses, toujours chloritisées, mais conservent leur clivage. Les sections hexagonales ne sont pas rares.

Les fantômes de minéraux ferromagnésiens se présentent en sections hexagonales ou pseudo-hexagonales totalement pseudomorphosées en chlorite souvent accompagnée de calcite. Dans ce dernier cas, la chlorite est cryptocristalline, fibroradiée, à bordure de réaction et ségrégation d'oxydes de fer à la périphérie. Tous ces caractères font incontestablement penser à d'anciennes amphiboles, sans qu'il soit possible de trancher, aucun clivage n'étant conservé.

Des muscovites de petite taille apparaissent dans certains galets qui présentent tous les aspects de tufs soudés à chaud.

Un échantillon de roche (ESB 52), prélevé sur le site de La Martinasse, montre des structures sphérolitiques en guirlandes polarisant dans des teintes gris-jaunâtre à gris-verdâtre, qui rappellent des sphérolites de coffinite. Un contrôle effectué à l'aide d'un film sensible aux radiations α (film Kodak LR 115, type 2) a confirmé, par l'existence de plusieurs impacts, le caractère radioactif du minéral. La présence de ce silicate d'uranium, si elle s'avérait systématique, pourrait expliquer les très fortes valeurs de l'intensité globale de thermoluminescence enregistrées pour ces roches. L'existence de coffinite ne doit pas surprendre : les ignimbrites à minéralisation uranifère n'ont en effet rien d'exceptionnel et la province uranifère du Briançonnais se développe vers l'Est et le Nord-

Est, non loin de nos affleurements (Rio Freddo, Grange Serre, Ulzio, Seguret, Exiles).

La présence de carbonates en sections pseudo-hexagonales, d'opaques (hématite) accompagnant fréquemment les biotites chloritisées et de zircon doit enfin être signalée.

b. Chimie.

L'étude chimique des galets d'ignimbrites soulève un certain nombre de problèmes liés à la nature même des roches et à leur contexte tectono-métamorphique.

Les ignimbrites sont souvent, à l'origine, des réinites ou des obsidiennes à teneurs en eau élevées, variables. Dans les échantillons analysés, ces teneurs, qui somment l'humidité de la roche et l'eau des minéraux, oscillent entre 0,58 et 2,90%, soit un rapport de 1 à 5. Afin de permettre de bonnes comparaisons chimiques entre les roches, toutes les analyses ont été recalculées à 100% en éliminant l'humidité de la roche (H_2O^-). L'eau des minéraux (H_2O^+) a été conservée, le ou les magmas à l'origine de nos ignimbrites étant loin d'en être dépourvus compte tenu de la présence de nombreuses biotites magmatiques.

L'encaissant carbonaté des galets de roches effusives, autochtone ou subbriançonnais, est déformé et affecté par le métamorphisme mésoalpin, de même que les galets chenalisés. Ces derniers sont parcourus de fentes de tension qui mobilisent, entre autres minéraux, la calcite. Quant aux plagioclases, leur analyse microscopique révèle, par la présence de pseudomorphoses de chlorites, des basicités primaires, donc des teneurs en calcium plus élevées. Les transferts de calcium sont donc fréquents tant à l'échelle du minéral, qu'à l'échelle de la roche. L'analyse quantométrique des éléments majeurs, effectuée au CRPG de Nancy, a porté sur la roche totale. Bien que des précautions aient été prises lors du choix des échantillons (élimination mécanique des filonnets à minéraux néoformés), il est clair qu'une partie du calcium dosé et traduit sous la forme d'oxyde provient de la calcite cristallisée dans des microfractures. Les teneurs en CO_2 mesurées pour évaluer ce calcium sont d'ailleurs assez révélatrices, les plus élevées correspondant aux pourcentages les plus forts de CaO . Comme pour H_2O^- , et afin de rendre les comparaisons entre roches aisées, les analyses ont été recalculées à 100% en éliminant, grâce au dosage du CO_2 par coulométrie à impulsion, le

calcium de la calcite alpine de néogène. S'il est clair que la majeure partie du carbonate de calcium est liée au métamorphisme alpin, une partie du CO_2 peut, elle, être d'origine magmatique. Mais comment faire la part de chacun ?

Bien qu'imparfaites, ces corrections permettent cependant de se rapprocher davantage de la composition chimique initiale des ignimbrites remaniées dans le Paléogène, aucune déduction d'ordre magmatologique ne pouvant cependant être qualifiée de certaine compte tenu du caractère évolué de ces roches (dévitrification, altération par lessivage, etc.).

Les dosages des éléments majeurs et les analyses recalculées à 100% des ignimbrites sont réunis dans les tableaux hors-texte n° 44 et 45, dans lesquels ont également été disposés les résultats de l'analyse des éléments en traces.

• Les éléments majeurs.

Les teneurs sont en bon accord avec la composition chimique moyenne des rhyolites et dacites (K.H. WEDEPOHL, 1969). Les principales différences concernent CaO et l'eau des minéraux (H_2O^+) dont les teneurs sont respectivement plus faibles et plus fortes dans les ignimbrites résédimentées du Paléogène.

D'après la classification de S.R. TAYLOR (1969) les galets chenalisés sont surtout des rhyolites ($SiO_2 > 68\%$). Les teneurs en silice inférieures à 68% ne concernent, après correction des dosages du CaO et élimination de l'eau d'imprégnation, que deux échantillons de roches : l'un prélevé dans l'unité subbriançonnaise de Tête Ronde, l'autre dans l'unité ultrahelvétique savoyarde du Bouchet. L'élimination totale de l'eau provoquerait d'ailleurs une remontée des teneurs en silice au-dessus de la barre des 68% pour ces deux échantillons.

Une comparaison avec la composition chimique moyenne d'ignimbrites mondiales d'âge récent (Nouvelle Zélande, Amérique, Japon et Italie), de la lignée calco-alcaline, révèle plus de différences (C. COULON, 1977) : le fer ferreux et le magnésium sont mieux représentés dans les ignimbrites alpines, notamment dans celles des unités septentrionales de Tête Ronde, de la Martinasse et du Bouchet, les pourcentages de calcium une nouvelle fois nettement moins élevés. Quant au potassium et au sodium, leurs teneurs sont affectées de plus fortes variations dans les Alpes, le rapport K_2O/Na_2O fluctuant pour sa part

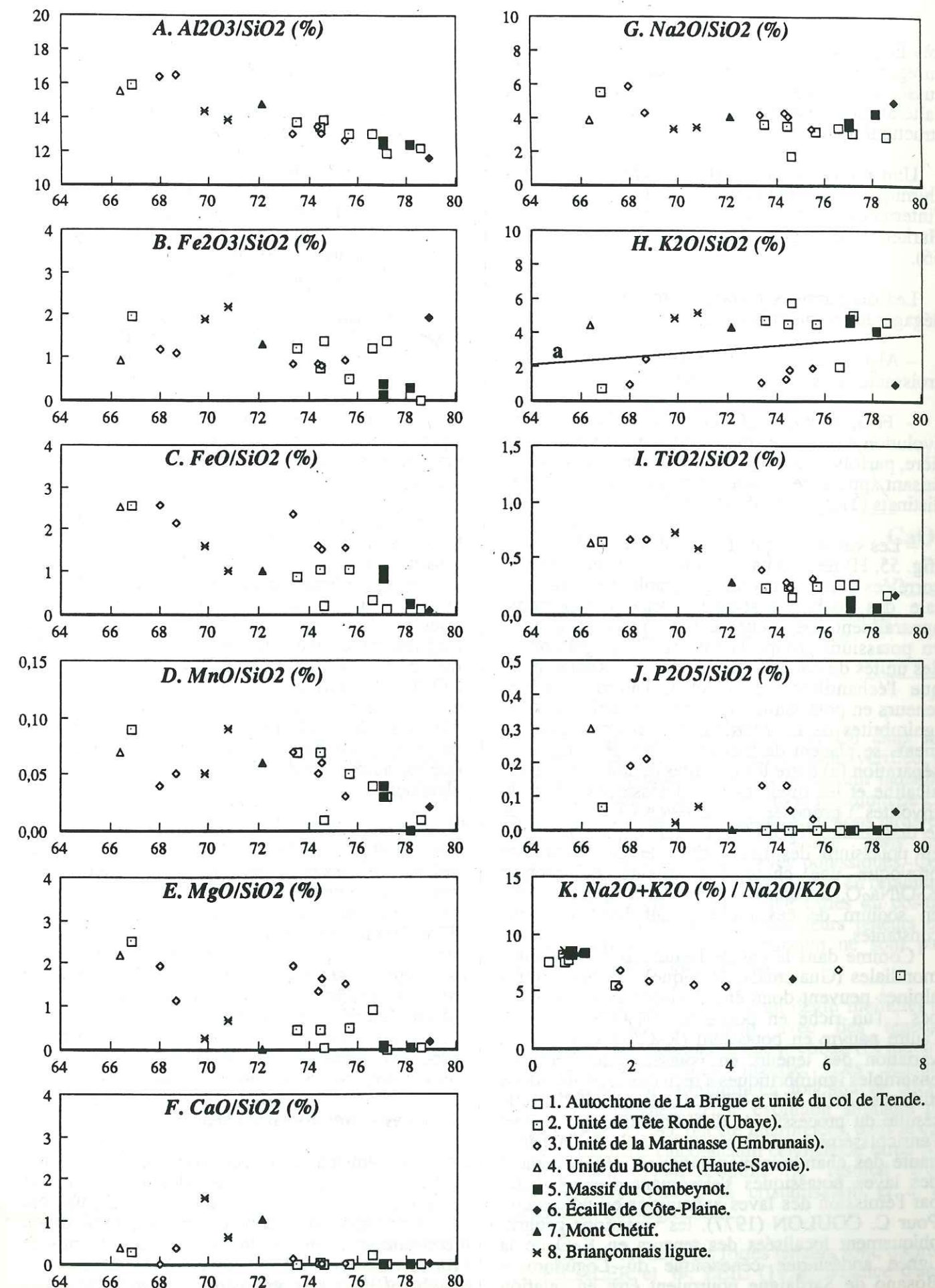


Fig. 55. - Diagrammes de variations "oxydes/ SiO_2 " des ignimbrites rhyolitiques et dacitiques remaniées dans les faciès de transgression carbonatés de la marge orientale de la plate-forme paléogène alpine et de quelques rhyolites, microgranites et porphyroïdes des Alpes occidentales (Analyses recalculées à 100 % après correction des teneurs en CaO et élimination de H_2O^-).

très largement entre 0,13 et 3,19. Les fluctuations enregistrées peuvent être d'origine primaire, mais aussi secondaire, liées au métamorphisme, à l'altération et au lessivage, compte tenu du contexte structural régional.

Une étude de la variation de la composition chimique des ignimbrites a été tentée par l'intermédiaire de diagrammes rectangulaires de Harker et de diagrammes triangulaires (Fig. 55 et 56).

Les diagrammes rectangulaires permettent de dégager les points suivants :

- Al_2O_3 décroît régulièrement avec des teneurs croissantes en silice (fig. 55, A).

- FeO , MnO , MgO et TiO_2 présentent une évolution similaire, mais nettement moins régulière, parfois affectée par une solution de continuité faisant apparaître l'existence de deux groupements distincts (TiO_2) (fig. 55, C-D-E-I).

- Les variations qui affectent les teneurs en K_2O (fig. 55, H) ne sont pas linéaires, mais peuvent être corrélées avec la situation géographique et structurale des roches analysées. Deux groupements apparaissent assez nettement : l'un à fortes teneurs en potassium groupe la majorité des ignimbrites des unités du col de Tende et de Tête Ronde, ainsi que l'échantillon du Bouchet, l'autre à faibles teneurs en potassium concerne essentiellement les ignimbrites de La Martinasse. Ces deux groupements se placent de part et d'autre de la ligne de séparation (a) entre les rhyolites de la lignée calco-alcaline et les rhyolites très potassiques ("high-K rhyolites") proposée par A. EWART (1979) pour le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$. Le fort appauvrissement en potassium des ignimbrites de La Martinasse provoque une chute des valeurs du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, nettement inférieures à 1, les teneurs en sodium de ces roches étant beaucoup plus constantes.

Comme dans le cas de beaucoup d'ignimbrites mondiales (Guatemala, Mexique), les ignimbrites alpines peuvent donc être divisées en deux groupes : l'un riche en potassium ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$), l'autre pauvre en potassium ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$). La variation des teneurs en potassium au sein des ensembles ignimbritiques a reçu des interprétations diverses. Pour W.I. ROSE Jr. *et al.* (1979), elle résulte du processus de différenciation qui permet l'enrichissement en éléments volatils de la partie haute des chambres magmatiques, l'épanchement des laves potassiques s'effectuant d'abord, suivi par l'émission des laves appauvries en potassium. Pour C. COULON (1977), les variations géographiquement localisées des teneurs en K_2O de la lignée andésitique cénozoïque du Logudoro - Bosano de Sardaigne pourraient être en relation

avec une contamination crustale d'intensité inégale selon les phases volcaniques.

- La répartition des ignimbrites alpines en deux ensembles qui sont fonction des teneurs en K_2O est également corroborée par le diagramme prenant en compte la totalité des alcalins et leur rapport (fig. 55, K) : les rhyolites et dacites des unités du col de Tende et de Tête Ronde apparaissent groupées et sont les plus alcalines ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}\%$ moyen = 7,73) et les plus potassiques ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ moyen = 1,63), celles de La Martinasse sont plus étalées, moins alcalines ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}\%$ moyen = 5,95), moins potassiques et plus sodiques ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ moyen = 3,36). L'échantillon du Bouchet se projette avec le premier groupement, celui de l'autochtone de La Brigue avec le second.

- Les roches de La Martinasse se distinguent également des autres ignimbrites par leurs teneurs plus élevées en titane et surtout en phosphore (fig. 55, I-J).

Les diagrammes triangulaires AFM et $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (fig. 56, A-B) confirment les faits établis à partir des diagrammes de Harker : dans tous les cas, les ignimbrites de La Martinasse se différencient des autres matériaux effusifs par leur plus grande richesse en sodium, fer (surtout ferreux) et magnésium et leur pauvreté en potassium. De même, dans le diagramme R1R2 de H. DE LA ROCHE (1986), version binaire des diagrammes de classification dérivés du tétraèdre de YODER et TILLEY, les volcanites de La Martinasse se projettent-elles dans le champ des rhyolites, alors que les autres s'inscrivent dans celui des rhyolites alcalines.

Une comparaison des ignimbrites du Paléogène avec quelques roches acides effusives et hypovolcaniques des domaines alpins externe et interne permet de constater que les galets chenalisés des unités subbriançonnaises du col de Tende et de Tête Ronde sont chimiquement plus proches des rhyolites du massif du Combeynot, voire des faciès microgrenus de l'écaïlle voisine de Côte-Plaine que des porphyroïdes du Briançonnais ligure ou du Mont Chétif. Les rhyolites et dacites de La Martinasse restent, elles, bien distinctes, parfois proches du matériel du Mont Chétif et du Briançonnais ligure, parfois nettement différentes (K_2O).

• Les éléments en trace.

Les éléments en traces dosés dans les roches totales sont : l'alcalin : Rb, les alcalino-terreux : Sr et Ba, les éléments de transition : V, Cr, Co, Ni, Cu. Le vanadium, le cobalt, le cuivre, le rubidium, le strontium et surtout le baryum sont affectés de fortes variations, à l'inverse le chrome et le cuivre évoluent dans des proportions plus faibles. Les

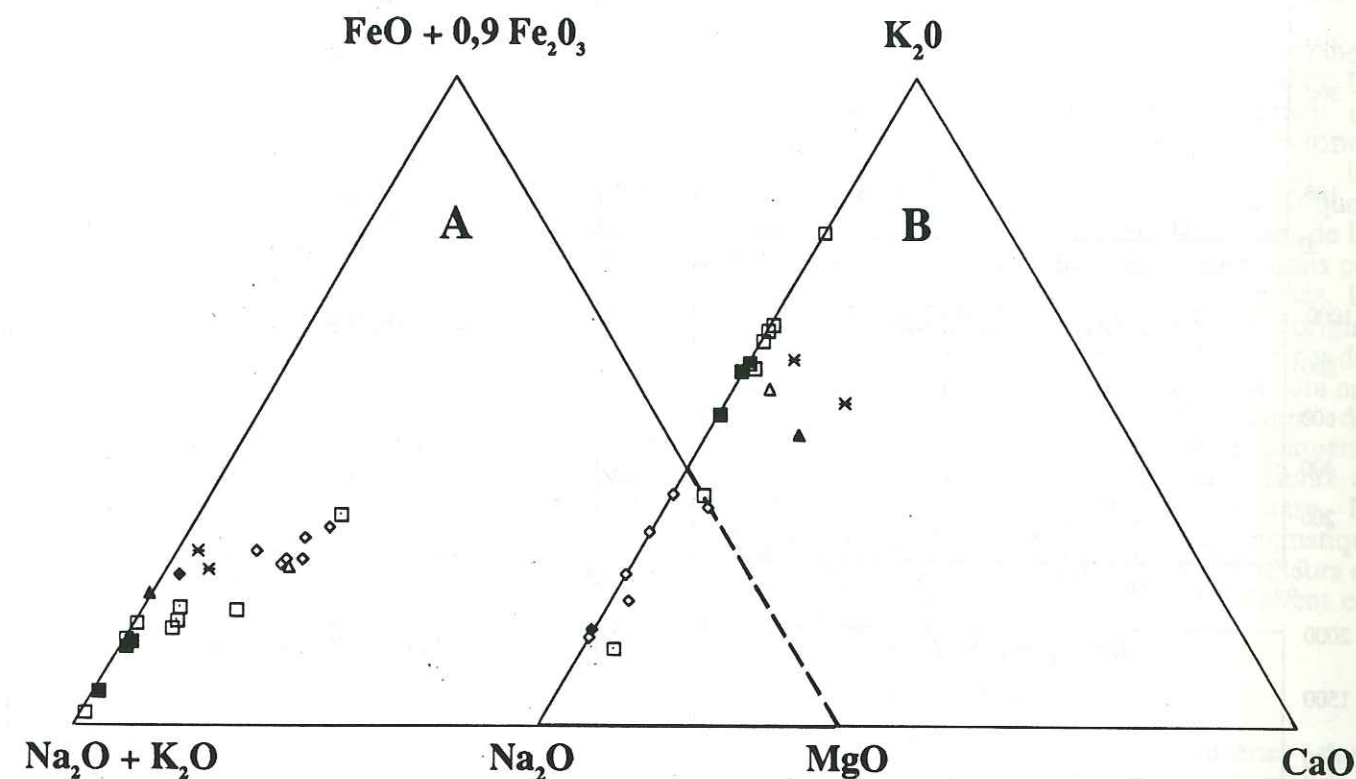


Fig. 56. - Diagrammes AFM (A) et $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (B) des ignimbrites rhyolitiques et dacitiques du Paléogène et de quelques roches effusives et hypovolcaniques acides des Alpes occidentales (symboles : voir légende de la figure 55).

teneurs en Rb, Sr et Ba notamment ne présentent pas de particularités accusées par rapport à celles des principaux épanchements ignimbritiques rhyolitiques mondiaux, si ce n'est un plus grand étalement des valeurs surtout marqué en ce qui concerne le baryum ($> 10 \rightarrow 1215$ ppm). Comme pour les éléments majeurs, l'évolution de leurs teneurs a été étudiée par l'intermédiaire de diagrammes rectangulaires prenant en compte la silice en abscisse (fig. 57) :

- Le rubidium (A) présente, dans ce type de diagramme, une distribution anarchique certes, mais tout à fait analogue à celle du potassium. Les roches de La Martinasse se caractérisent de nouveau par des teneurs plus faibles de cet alcalin et se différencient nettement des autres ignimbrites alpines. Ceci montre l'existence d'une liaison étroite entre K et Rb dont les fluctuations pourraient être en relation avec l'existence d'une ségrégation verticale des alcalins dans la ou les chambres magmatiques (*cf. supra* W.I. ROSE Jr. *et al.*) à l'origine d'une zonation spatiale originelle des laves. Il faut cependant noter que la ségrégation des éléments en traces telle qu'elle est actuellement admise (SMITH R.L., 1979) pour les chambres magmatiques ignimbritiques, à savoir Rb dans les

parties hautes, Ba, Sr, Cr, Co et Cu dans les parties basses, n'est pas parfaitement vérifiée si l'on prend l'hypothèse de travail suivant laquelle les roches pauvres en potassium et rubidium de La Martinasse correspondent à des émissions tardives de matériaux magmatiques situés, dans les chambres, au-dessous des laves potassiques. Ces roches sont effectivement plus pauvres en rubidium et plus riches en strontium que celles du col de Tende et de Tête Ronde, mais leurs teneurs en cobalt, chrome et surtout baryum ne sont pas systématiquement plus élevées.

- Le strontium (B) et, à un degré moindre, le vanadium (D) diminuent avec des teneurs croissantes en silice, alors que le cobalt (F) montre une légère tendance inverse. Les teneurs décroissantes du strontium en fonction de SiO_2 , qui s'accompagnent d'une évolution similaire de Al_2O_3 (Fig. 55, A), ont été interprétées, dans le cas du magmatisme calco-alcalin cénozoïque sarde (C. COULON, 1977), comme le résultat d'un fractionnement dû à la cristallisation et à la séparation du plagioclase.

- Le cuivre, dont les fortes teneurs sont, d'après H. PICHLER et W. ZEIL (1972), l'indice d'une

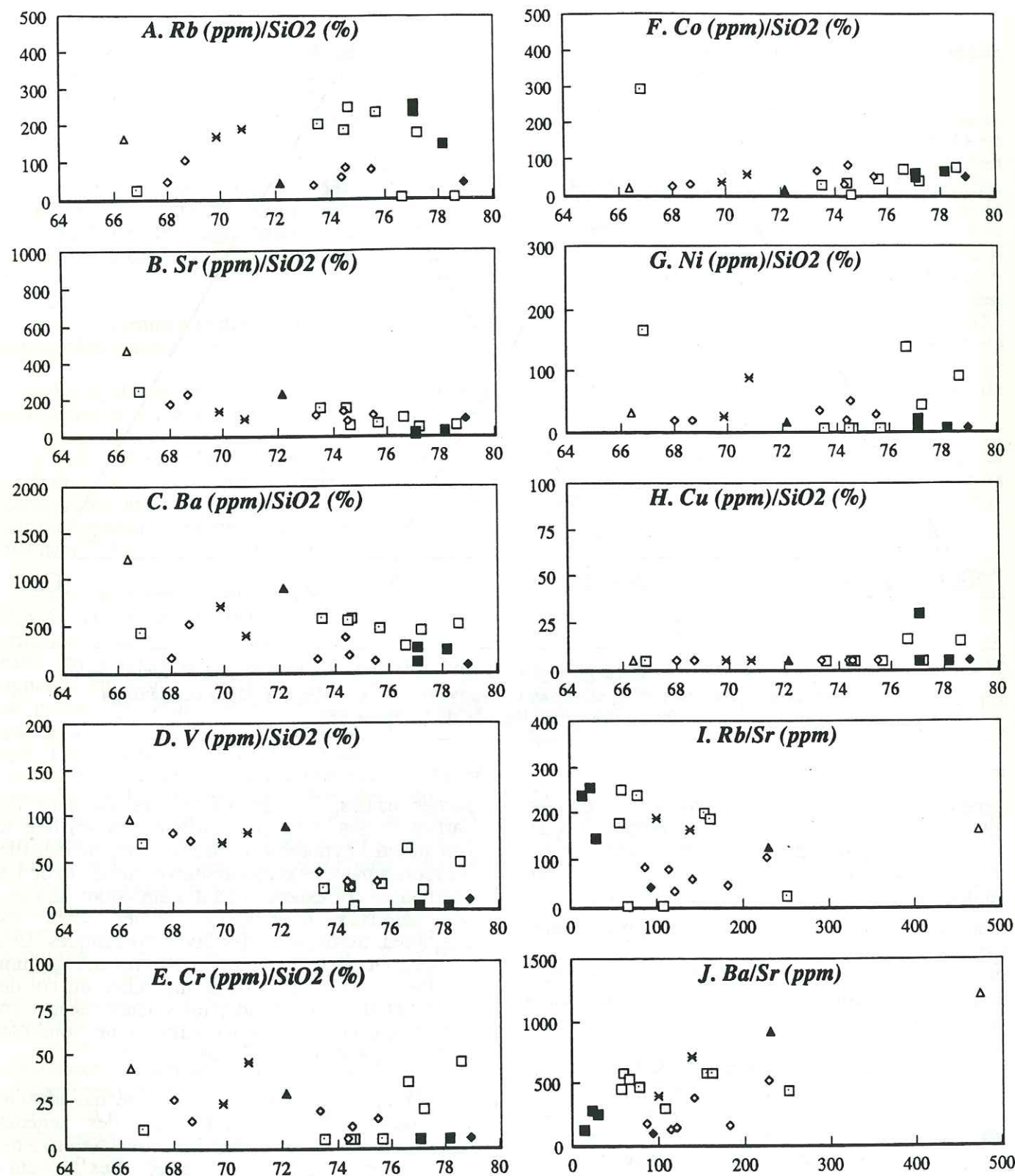


Fig. 57 - Variations des teneurs en Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni et Cu des ignimbrites rhyolitiques et dacitiques remaniées dans les faciès de transgression carbonatée de la marge orientale de la plate-forme paléogène alpine et de quelques rhyolites, microgranites et porphyroïdes des Alpes occidentales. (Encaissant : 1 à 8).

- 1. Autochtone de La Brigue et unité du col de Tende.
- 2. Unité de Tête Ronde (Ubaye).
- ◇ 3. Unité de la Martinasse (Embrunais).
- △ 4. Unité du Bouchet (Haute-Savoie).
- 5. Massif du Combeynot.
- ◆ 6. Écaille de Côte-Plaine.
- ▲ 7. Mont Chétif.
- × 8. Briançonnais ligure.

origine crustale des ignimbrites, est ici très peu représenté, souvent inférieur à 10 ppm.

Les teneurs en rubidium et strontium évoluent inversement : dans le diagramme Rb/Sr (fig. 57, I), la répartition des volcanites du col de Tende et de Tête Ronde d'une part, de La Martinasse d'autre part, est propre à celle des ignimbrites riches et pauvres en potassium (W.I. ROSE Jr. *et al.*, 1979). Le baryum et le strontium présentent pour leur part une corrélation grossièrement positive (fig. 57 J).

La géochimie des éléments en traces des ignimbrites demeure encore mal connue, peu de travaux analytiques ayant été réalisés sur ces roches. Celle des andésites l'est davantage. Les éléments de transition Ni, Cr et V notamment, permettent de caractériser la magmatisme calco-alcalin. Quelques caractères des volcanites alpines sont propres à la lignée calco-alcaline, d'autres s'en éloignent nettement :

- Les teneurs moyennes en chrome sont inférieures à 50 ppm (# 21 ppm), mais celles concernant le nickel sont supérieures à 25 ppm (# 46 ppm).

- Le rapport Ni/Co est toujours inférieur à 1 pour les ignimbrites de La Martinasse et de Tête Ronde, mais il n'est pas constant. Il est par contre supérieur à l'unité pour les roches de l'autochtone de La Brigue, des unités du col de Tende et du Bouchet.

- Le rapport V/Ni est en général élevé pour les mêmes ignimbrites de La Martinasse, de Tête Ronde et du Bouchet. Il reste par contre inférieur à 1 en ce qui concerne l'unité du Col de Tende et l'autochtone brigasque.

Parmi toutes les ignimbrites, ce sont donc celles de La Martinasse qui présentent le plus d'affinités avec le volcanisme calco-alcalin, seules les teneurs en nickel dépassant quelques fois la valeur moyenne de 25 ppm.

Si l'on compare la géochimie de nos ignimbrites à celle des granites, par l'intermédiaire de Rb, Sr et Ba, il apparaît que les teneurs moyennes en rubidium des ignimbrites alpines sont légèrement plus faibles, plutôt apparentées aux granodiorites. Celles du strontium et du baryum sont également légèrement déficitaires (*cf.* C. COULON, *op. cit.*).

Le rapprochement effectué, à partir des éléments majeurs entre les ignimbrites des unités du Col de Tende et de Tête Ronde et les rhyolites du Combeynot n'est que partiellement confirmé par les éléments en traces, notamment par le rubidium et le strontium (fig. 57, A-B-I).

En résumé, les ignimbrites rhyolitiques et dacitiques sédimentées sur la marge orientale de la

plate-forme alpine paléogène sont alcalines, potassiques pour la plupart, hormis celles de La Martinasse plus sodiques et qui présentent un enrichissement en fer et magnésium non négligeable. Leurs caractères chimiques les rapprochent souvent des magmas anatectiques, parfois - comme dans le cas des ignimbrites de La Martinasse - de la lignée calco-alcaline. Mais ces caractères ne sont jamais nettement tranchés. Le magma ignimbritique pourrait donc être d'origine crustale profonde, partiellement contaminé par des matériaux originaires du manteau et avoir subi une différenciation entraînant la ségrégation des éléments volatils. L'origine crustale expliquerait également la présence de rares phénocristaux de quartz granulés au sein de la mésostase. La richesse relative des roches en biotite magmatique et en eau liée aux minéraux permet par ailleurs de conclure que le ou les magmas dont dérivent ces roches étaient hydratés.

c. Position structurale.

En thermoluminescence, le matériel rhyodacitique remanié sur le bord interne actuel de la plate-forme carbonatée nummulitique ne présente que peu d'affinités avec le cristallin de l'Argentera, hormis les gneiss du Fougiéret avec lesquels existent cependant de nettes différences d'intensité globales (*cf.* fig. 54, C). Le quartz des arkoses carbonifères conservées au cœur du massif cristallin externe, dans des demi-grabens (Férisson), celui du Trias tégumentaire, les faciès carbonatés détritiques du Crétacé supérieur du revers interne du même massif (Valdieri, Punta Rosso), présentent des analogies avec le quartz effusif remanié du Paléogène, marquées au niveau du paramètre R_{1-3} . Des rapprochements peuvent également être tentés avec le Permien du revers sud de l'Argentera, localement volcano-détritique, et le matériel volcanique et volcano-détritique du Briançonnais ligure du Monte Besimauda, lorsque celui-ci n'est pas alpinisé. Là, les relations s'effectuent plutôt par l'intermédiaire du paramètre I_n .

Que déduire de ce qui précède ?

Les reliefs volcaniques qui alimentaient en matériaux terrigènes le bord aujourd'hui oriental et nord-oriental du bassin paléogène des Alpes maritimes paraissent emprunter à la fois du domaine externe et du Briançonnais, sans que les similitudes ne soient toutefois parfaites avec l'un ou l'autre de ces deux domaines. La solution qui consiste à situer ces reliefs en position intermédiaire (cordillère "Allos-Pelat", C. KERCKHOVE, 1969, cordillère de la Stura, C. STURANI, 1962, cordillère tendasque, A. FAURE-MURET *et al.*, 1957) paraît donc devoir être privilégiée par rapport à la proposition de R. MALARODA liant les matériaux effusifs endogènes à l'Argentera. Quant

à savoir si ces reliefs bordaient à l'Est (A. FAURE-MURET, *op. cit.*) ou à l'Ouest (A. GUILLAUME, 1968) le "parautochtone" qui, comme "l'autochtone" de ces régions est fortement déformé (*cf. infra*, p.166) et déplacé, c'est un problème très relatif, fonction de l'intervalle de temps au cours duquel on se place et du déplacement de la mer paléogène en direction du domaine externe et de son avant-pays, la logique consistant à voir dans ces reliefs la marque d'une zone de faiblesse de la croûte alpine.

L'âge du matériel effusif peut être permien. Cette période voit en effet fonctionner dans l'Esterel, en Corse et dans le futur Briançonnais ligure, de nombreux volcans installés sur le bord de fossés à remplissage détritique et volcano-détritique, liés à un épisode généralisé de rifting continental. Il peut également être carbonifère (*cf. les arkoses de Férisson à forte intensité de TLN*), le Briançonnais et le massif de Dora-Maira (série carbonifère *pro parte* et permienne de Dronero) ayant été le siège d'un important magmatisme au cours de cette période.

Dans tous les cas, les caractères chimiques des ignimbrites alpines s'accorderaient plutôt avec un magmatisme intra-plaque continentale marquant le début de la fracturation de la croûte et de phénomènes de divergence.

Je donnerai le nom de **cordillères médio-alpines** à cette suite de reliefs apparaissant dès l'aube du Paléogène à l'articulation des domaines externe et interne dans une grande partie de la future chaîne et qui semblent avoir présentés, alors, une zonalité géographique marquée par la présence d'ignimbrites riches en potassium au Sud des futures Alpes maritimes *s.l.*, pauvres en potassium dans l'Embrunais aux abords du Champsaur.

1.2.2 - La formation détritique terminale des Grès d'Annot.

1.2.2.1 - Historique.

Le terme de "Grès d'Annot" apparaît dans la littérature scientifique en 1840 : il est employé pour la première fois par S. GRAS dans son traité : "Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes", à propos du faciès particulier que présente la formation détritique paléogène dans la région d'Annot.

Ce n'est qu'un demi-siècle plus tard, avec la publication du travail de Thèse de L. BERTRAND (1896), que sera abordé le problème de l'origine du matériel gréseux. L'auteur envisageait la possibilité d'apports à partir du massif de l'Argentera. L'analyse des galets contenus dans les conglomérats du synclinal de Saint-Antonin l'amena à proposer une deuxième zone-source, située au Sud du domaine des Grès d'Annot, dans les environs immédiats de l'ensemble Maures-Tanneron-Esterel. Un tel schéma paléogéographique, articulé autour de deux grandes provinces distributives, l'une nord-orientale, l'autre méridionale, cadrerait avec l'état des

connaissances de l'époque et semblait résoudre définitivement le problème. Mais les conclusions de L. BERTRAND reposaient sur des observations en partie erronées : l'auteur voyait dans les galets de "labradorites" du synclinal de Saint-Antonin des éléments remaniés depuis les formations andésitiques de Vence, Biot, Villeneuve-Loubet et Antibes.

Contrairement à L. BERTRAND, J. BOUSSAC (1912) ne fera intervenir que des apports d'origine septentrionale lorsqu'il essaiera de reconstituer "l'histoire du géosynclinal alpin au cours des temps nummulitiques" : "À l'Oligocène inférieur... la mer localisée dans les zones externes des Alpes, autour des massifs du Mercantour et du Pelvoux, rongés par les vagues et démantelés par l'érosion... et dont les débris s'accumulent pour former les Grès d'Annot et les grès mouchetés".

Pourtant, de nombreux géologues du début du siècle admettaient l'existence d'un domaine émergé à l'Est de l'actuel massif des Maures-Esterel, ceci dès la fin de l'ère secondaire (M.E. MAURY, 1917).

Les premières descriptions pétrographiques détaillées des éléments conglomératiques que renferment les Grès d'Annot sont à mettre à l'actif de A.-F. DE LAPPARENT (1938). L'auteur analyse le matériel du synclinal de Saint-Antonin et distingue des roches provenant de l'Esterel (rhyolites rouges), des roches d'origine alpine issues notamment du Mercantour et de ses abords (gneiss, granites, microgranites), et des roches d'origine indéterminée (andésites augitiques à amphiboles, rhyolites de couleur verte, etc.). Les conclusions de A.-F. DE LAPPARENT rejoignent donc les idées de L. BERTRAND. Elles ne seront cependant pas étendues à l'ensemble de la formation des Grès d'Annot, et les auteurs continueront à admettre que le matériel détritique provient dans sa totalité de l'érosion du cristallin de l'Argentera.

En 1953, J. BIJU-DUVAL signale la présence, dans les conglomérats du synclinal de Saint-Antonin, de galets d'euphotide. Cette observation, fort intéressante, ne sera malheureusement pas exploitée par l'auteur.

Ce n'est qu'en 1957 que seront entrepris les premiers travaux prenant en compte les caractères sédimentologiques de la formation, notamment la variation de granulométrie des grès situés à l'Est du dôme de Barrot, qui, grossiers au Sud, s'affinent progressivement vers le Nord jusqu'à passer à des "laminites". La mise en œuvre de méthodes sédimentologiques élaborées permet à P.H. KUENEN, A. FAURE-MURET, M. LANTEAUME et P. FALLOT d'apporter des précisions sur les conditions de dépôt et l'origine des Grès d'Annot. Le granoclassement du matériel est mis en relation avec l'existence de courants de turbidité, suivant le modèle développé par P.H. KUENEN et C.I. MIGLIORINI (1950) au sujet de tels dépôts.

La définition du sens des paléocourants, orientés en moyenne du Sud-Est vers le Nord-Ouest, permet aux auteurs de conclure que "les matériaux du complexe autochtone du grès d'Annot provinrent du S. Le massif de l'Argentera, émergé de l'Oligocène, n'y mêla que des apports locaux provenant de son cœur granitique".

Ainsi réapparaît l'hypothèse d'un massif cristallin

actuellement immergé, prolongement vers l'Est des Maures, du Tanneron et de l'Esterel.

Ces données nouvelles susciteront d'autres recherches, dont celles de A.H. BOUMA (1958) concernant le sens des paléocourants dans le synclinal de Peira-Cava. Les résultats confirmeront ceux des quatre auteurs précédents, à savoir des courants orientés SSW-NNE à SSE-NNW. A.H. BOUMA définira, par ailleurs, dans le synclinal de Peira-Cava, la séquence élémentaire d'une turbidite.

En 1958, à la suite de travaux effectués sur les grès du domaine occidental, Y. GUBLER fut conduit à proposer un schéma paléogéographique quelque peu différent. À partir de l'étude des galets et des associations de minéraux lourds, l'auteur définit, au sein des grès situés à l'Ouest et au Nord-Ouest du dôme de Barrot, deux zones nettement distinctes : l'une méridionale, l'autre septentrionale. Y. GUBLER situait la limite des deux zones à la latitude de Castellet-les-Sausses - Argenton. En accord avec P.H. KUENEN *et al.* au sujet de l'alimentation des grès du domaine méridional, elle proposait, par contre, comme patrie du matériel détritique sédimenté au Nord, le tégument permo-triasique de l'Argentera-Mercantour.

En 1961, J.-C. CHAUVEAU et M. LEMOINE publient leur "Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême". Ils signalent la présence, dans les conglomérats de la Poste de Clumanc, de roches d'origine locale (calcaires du Jurassique, du Crétacé et du Nummulitique), mais aussi l'existence d'éléments provenant des zones alpines internes : radiolarites rouges, euphotides, épidotites à glaucophane. Dans les conglomérats de Saint-Lions, plus méridionaux, sont mis en évidence des galets de calcaires à Helminthoïdes. Ces observations complétaient celles de P. TERMIER qui, dès 1895, reconnaissait, dans les conglomérats du synclinal de Barrême, la présence de roches d'origine alpine lointaine.

Toujours en 1961, paraît la Thèse de D.J. STANLEY, relative à la sédimentologie des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. Ses recherches, basées sur l'analyse séquentielle, l'orientation des structures sédimentaires, les associations de minéraux lourds, l'amènent à distinguer trois provinces distributives possibles : l'une au Sud-Sud-Est, l'autre au Nord-Nord-Ouest, la troisième à l'Est. C'est à un massif situé entre "les Maures et la Corse" qu'il attribue le matériel sédimenté au Sud-Sud-Est. Pour ce qui est du matériel déposé plus au Nord, D.J. STANLEY adopte l'hypothèse de Y. GUBLER, qu'il complète en proposant une autre source distributive de matériel, située vers l'Ouest et le Nord-Ouest, à l'emplacement de l'actuel massif du Pelvoux. Il reconstitue ainsi une aire de sédimentation de direction NW-SE, dans laquelle apparaissent successivement, du SW vers le NE, des dépôts de plate-forme, de talus et enfin de bassin, le massif du Mercantour se présentant comme un "îlot" au sein de la mer éocène-oligocène.

J. VERNET (1964), au cours de travaux sur les formations détritiques du synclinal de Saint-Antonin, remarque la grande taille de certains blocs de "granites", qui peuvent atteindre des "volumes de l'ordre de 2 m³". De tels

volumes sont, selon l'auteur, incompatibles avec un transport sur de longues distances. Aussi, J. VERNET envisage-t-il l'existence, aux abords immédiats de l'aire de sédimentation des sables et des grès de Saint-Antonin, d'une ride de socle granitisée, soumise à l'érosion, et participant activement au comblement du bassin de sédimentation. Cette cordillère serait, toujours selon J. VERNET, actuellement masquée par le chevauchement du Mont Vial.

En 1967, M. LANTEAUME, B. BEAUDOUIN et R. CAMPREDON, synthétisant l'ensemble des travaux antérieurs, effectueront quelques modifications au schéma paléogéographique proposé par D.J. STANLEY. Ils distingueront, au sein du bassin de sédimentation, plusieurs faciès définissant chacun, des zones de direction NW-SE, avec du SW vers le NE :

- un faciès de bordure constitué par les grès calcaires de Faucon-Gigors, les grès en plaquette de Senez-Clumanc et les couches laguno-lacustres de Taulanne-Castellane ;
- un faciès sud-oriental s'étendant sur les synclinaux de Saint-Antonin, Annot, Contes, Menton, La Mortolà, Peira-Cava.

Les auteurs admettent pour les matériaux de ces affleurements une origine méridionale.

- des faciès nord-orientaux :
 - . le faciès du Lac d'Allos-Pointe Giassin qui aurait été alimenté à partir de l'Argentera-Mercantour et de son tégument permo-triasique ;
 - . le faciès de Mourières - Les Trois Évêchés, avec des apports occidentaux problématiques (dômes de Remollon et de Barles - Verdâches) ;
- des faciès septentrionaux :
 - . le faciès de la Stura, avec un matériel originaire du versant est de l'Argentera ;
 - . le faciès du col de Tende, alimenté depuis la cordillère tendasque de M. LANTEAUME (1962) ;
 - un faciès intermédiaire, déjà défini par D.J. STANLEY : le faciès "Grand Coyer - Saint-Honorat", représentant une zone de mélange de matériaux d'origines diverses.

Entre 1964 et 1971, J. BODELLE aborde à son tour le problème de l'origine des Grès d'Annot par l'étude des formations nummulitiques de l'arc de Castellane. L'analyse pétrographique détaillée des galets de roches endogènes du synclinal de Saint-Antonin, qu'il effectue en collaboration avec M. BOUCARUT (1969), l'amène à distinguer plusieurs origines pour les matériaux détritiques :

- le massif des Maures-Esterel et son prolongement oriental immergé, en ce qui concerne les rhyolites et les pyromérides potassiques, les galets de tufs volcaniques assimilés au niveau "h2" décrit par M. BOUCARUT dans l'Esterel ;
- le massif de l'Argentera-Mercantour, patrie des granites à grenats et peut-être des anatexites ;
- la Corse cristalline et alpine pour ce qui est des gabbros à diallage, des syénites et des diorites.

Mais J. BODELLE insiste sur le fait que "les galets reconnus ne constituent qu'une faible partie du matériel des conglomérats et de l'ordre de 20% des roches endogènes. Le reste, formé de granites, microgranites, granodiorites, microgranodiorites, rhyolites... relevant d'une ou plusieurs origines actuellement inconnues".

Quant aux formations de comblement du synclinal de Barrême, l'auteur propose deux types d'apports : les uns d'origine sud ou sud-orientale, les autres d'origine nord à nord-orientale. Ces derniers, quantitativement plus importants, permettraient d'expliquer la présence d'ophiolites "amenées par des fleuves depuis des écaillles entraînées au front des nappes de l'Embrunais-Ubaye, ou même depuis les zones alpines internes situées au NE du massif de l'Argentera-Mercantour".

En 1971, lors d'une étude préliminaire des Grès d'Annot par la méthode de thermoluminescence, j'ai présenté une série de résultats qui confirmaient la double alimentation du bassin de sédimentation paléogène. J'admettais, comme province distributive méridionale, le prolongement oriental immergé de l'ensemble Maures-Tanneron-Esterel et proposais de voir dans les unités du Flysch à Helminthoïdes la principale zone-source orientale et nord-orientale. Une telle interprétation conduisait, de fait, à considérer les Grès d'Annot comme une formation synorogénique.

En 1972, R. CAMPREDON reprit à son compte, dans son mémoire de thèse, une partie de ces conclusions. Il admit de nombreuses sources pour le matériel détritique, dont les nappes du Flysch à Helminthoïdes, auxquelles il adjoignit, pour la partie orientale du bassin de sédimentation, la cordillère tendasque et ses équivalents septentrionaux, ainsi que l'Argentera.

Cet îlot problématique, pointant son cœur granitique au sein de la mer nummulitique, disparut des schémas paléogéographiques que le même auteur présenta en 1977 dans un mémoire hors-série de la Société Géologique de France.

J'avais auparavant, il est vrai, développé dans ma Thèse de 3ème Cycle (1973), une série d'arguments démontrant que la mise à l'affleurement du cristallin de l'Argentera ne pouvait être contemporaine de la sédimentation des Grès d'Annot, mais nettement plus tardive, probablement fin-miocène...

Depuis lors, S. TOURE *et al.* (1981), U. VALLINO (1981-82), S. JEAN (1985) et S. JEAN *et al.* (1985), C. RAVENNE *et al.* (1987), ont effectué une série d'études d'ordre pétrographique et sédimentologique dont les conclusions tendent à modifier les schémas paléogéographiques antérieurs en minimisant le rôle des unités du Flysch à Helminthoïdes et en limitant les zones-sources au seul massif de l'Argentera (U. VALLINO), ou au seul massif "corso-sarde" (S. JEAN).

Mais comment un bassin sédimentaire aussi étroit (# 100 kilomètres) que celui des Grès d'Annot, et qui plus est installé au sein d'un orogène en cours de structuration pourrait-il n'avoir qu'une seule marge dispensatrice de terrigènes ?

Outre la mise en évidence d'"onlaps" dans la formation détritique, l'intérêt des travaux sédimentologiques actuels

réside dans la mise en évidence de directions de transport de matériaux globalement SE→NW dans le bassin paléogène.

Une ou plusieurs zones-sources majeures alimentant un bassin fonctionnant en distension ou en compression en régime convergent ou autre (?), telles sont les principales questions auxquelles l'analyse par thermoluminescence s'efforcera de répondre dans les lignes qui suivent, en essayant de tenir compte de l'ensemble des résultats acquis par les diverses méthodes d'investigation.

1.2.2.2 - Thermoluminescence.

a. Caractères généraux de la TL des Grès d'Annot.

Trois grands types de courbes : A, B, C et deux sous-types : A' et C' caractérisent, en thermoluminescence naturelle, le matériel détritique quartzeux "en grains" des Grès d'Annot *s.l.* Les courbes à deux pics de thermoluminescence (A, B, C) sont très largement majoritaires sur l'ensemble de la zone d'affleurement de la formation (# 97%). Les courbes à trois pics, très peu nombreuses, sont géographiquement localisées aux synclinaux méridionaux de Saint-Antonin et de Menton (A'), à la partie sommitale des affleurements orientaux et nord-orientaux (C') situés non loin du domaine pennique. Le nombre et l'intensité relative des pics de thermoluminescence, qui permettent la définition de ces types et sous-types, présentent donc une assez forte variabilité contrairement aux températures apparentes de ces mêmes pics qui, elles, n'évoluent que faiblement. Ces températures oscillent en effet autour de 269°C ($\pm 17^\circ\text{C}$) et 362°C ($\pm 22^\circ\text{C}$) pour les pics 1 et 3 qui sont les plus fréquemment représentés, autour de 325°C ($\pm 6^\circ\text{C}$) pour le pic intermédiaire n° 2. L'intensité relative des deux principaux pics, donnée par le rapport $R_{1,3}$, enregistre pour sa part des variations allant de 23,2 à 67,1, alors que l'intensité absolue de thermoluminescence varie de 25,2 à 124,7 u.a. La forte variabilité de ces derniers paramètres n'est pas anarchique, mais apparaît spatialement et temporellement ordonnée entre la Ligurie et l'Embrunais.

b. Évolution spatiale des paramètres de TL.

Les trois types de courbes de thermoluminescence naturelle A, B, C définissent, sur l'ensemble du domaine d'affleurement des Grès d'Annot, trois zones géographiques qui se relaient les unes les autres en direction des internides (fig. 58) :

- Une zone **méridionale et occidentale**, définie par les courbes de type A ($R_{1,3} > 50$), qui borde immédiatement l'avant-pays provençal. Cette zone couvre les synclinaux de Menton, Contes, Saint-Antonin, Puget-Théniers *pro parte*, Rouaine, ainsi que les parties sud et ouest des affleurements d'Annot et de Braux.

- Une zone **médiane**, de transition, définie par les courbes de type B ($R_{1,3} \# 50$), qui s'étend sur le synclinal du Savel, la partie sud du synclinal de Peira-Cava, le bord nord du synclinal de Puget-Théniers, Annot et Braux.

- Une zone **orientale et septentrionale**, définie par les courbes de type C ($R_{1,3} < 50$), limitée sur son bord interne par le domaine pennique, et qui couvre la Ligurie (basses vallées de la Roya, de la Nervia, régions de Dolceacqua, Isolabona, Apricale, Perinaldo, Pigna et les régions limitrophes de Tende - La Brigue, les affleurements du revers nord de l'Argentera (vallée de la Stura) les parties moyenne et septentrionale du synclinal de Peira Cava, le massif du Tournairot, la moitié nord du synclinal d'Annot, la haute Tinée, la haute Var et le haut Verdon, enfin les affleurements du Lauzet et du torrent de Crévoux dans l'Embrunais-Ubaye.

Le passage du type A au type C est graduel : il se traduit par une variation progressive du rapport $R_{1,3}$ entre les valeurs limites de 67,1 et 23,2, définissant des lignes isofactes assez régulièrement décroissantes en direction du domaine interne (fig. 58). L'évolution de la forme des courbes de TLN est décelable à l'échelle de l'ensemble de la formation détritique, mais peut également être suivie au niveau de chaque synclinal ou affleurement. En l'absence de repères stratigraphiques continus, c'est au niveau des grès de base, asynchrones (*cf. supra*, p. 122), que cette évolution peut être facilement mise en évidence.

Elle s'effectue selon des directions variées :

- du SW vers le NE entre Menton et la Ligurie italienne. Le rapport $R_{1,3}$ passe de 66,4 à 55,0 entre les flancs ouest et est du synclinal de Menton. Dans le synclinal de La Mortolà ses valeurs sont voisines de 45 ; elles sont à peine supérieures à 40 au confluent Roya-Bévère et chutent à 36-37 à l'approche du front d'érosion de l'unité de Flysch à Helminthoïdes "San Remo - Saccarel".

- du SSW vers le NNE entre les synclinaux de Contes, du Savel et de Peira-Cava. $R_{1,3}$ oscille autour de 60 dans la partie sud du synclinal de Contes ; sur le flanc oriental de cette structure plissée et sur son bord nord, les grès de base fournissent des valeurs proches de 55. De la cime du Savel à celle du Tournet se rencontrent les trois types de courbes A, B, C, $R_{1,3}$ évoluant pour sa part entre 54,9 et 47,1. Au-delà, et en direction du NNE, seul subsiste le type C. Le rapport d'intensité est voisin de 41 dans les assises basales de la coupe de la Baisse de la Cabanette et chute fortement sur le flanc nord, renversé du synclinal E-W de Turini où ses valeurs évoluent entre 34,8 et 32,1.

- du Sud au Nord entre les régions de Saint-Antonin et de Puget-Théniers. Le paramètre $R_{1,3}$ passe de 67,1 à 57,1 entre le bord méridional et septentrional du synclinal de Saint-Antonin. À Puget-Théniers, le contact marnes-grès se caractérise par des valeurs assez fortes, supérieures à 60, mais très rapidement, dans les premiers termes de la formation détritique, peuvent être observées une série de valeurs intermédiaires entre 62,9 et 45,4.

- du SSW au NNE entre Rouaine ($R_{1,3} = 64,4$ à 63,5), Annot ($R_{1,3} = 58,9$ à 47,3), Noncières - Colmars ($R_{1,3} = 41,1$ à 37,1) et la haute vallée du Var ($R_{1,3} = 33,4$ à 31,8).

Le dessin des lignes isofactes, de direction générale NW-SE, est perturbé par une suite de structures lobées, transverses, ouvertes en direction de l'avant-pays et des internides.

Les structures ouvertes au Sud se développent en direction de la vallée de la Roya et de la haute vallée de la Tinée. Il s'agit de structures au niveau desquelles le paramètre $R_{1,3}$ décroît d'abord rapidement au Sud, puis évolue beaucoup plus lentement vers le Nord. Ce type d'évolution est assez net en Haute Tinée où le dessin des lignes isofactes est commandé par l'existence de valeurs du paramètre $R_{1,3}$ assez élevées (# 44) au sein des grès de base, par rapport à celles enregistrées vers le Sud-Ouest, dans la région de la Cayolle et du Haut Verdon. Ce n'est que dans la partie sommitale du complexe détritique que l'on retrouve des rapports nettement inférieurs à 40. Il faut cependant souligner que les isofactes restent assez mal définies au Nord du dôme de Barrot compte tenu de la rareté des affleurements paléogènes largement découpés par l'érosion.

Les deux principaux lobes ouverts en direction du Nord et de l'Est couvrent la partie méridionale de l'Argentera, ainsi que la demi-fenêtre de Barcelonnette et le corps de la nappe de l'Autapie. À l'Est, en Ligurie, les isofactes épousent assez fidèlement le dessin du front d'érosion de la nappe du Flysch à Helminthoïdes (feston San Remo - Saccarel), définissant ainsi une demi-structure lobée dont la suite méridionale est masquée par l'actuelle ligne de rivage.

Dans les affleurements du revers oriental de l'Argentera (Preinardo, Bersezio), $R_{1,3}$ évolue entre 38,1 et 31,5.

Les valeurs les plus faibles du rapport $R_{1,3}$ de TLN concernent systématiquement les affleurements les plus internes : on relève ainsi des valeurs de l'ordre de 24-29 sur le bord nord du synclinal de Peira Cava (Riou de La Bollène et ravin des Issarts), de 24-31 dans la région de La Brigue (haute vallée de la Roya, Morignole et vallon de Bens), de 23-43 vers le col de La Cayolle (haute

vallée du Var), 24-28 aux abords du Lauzet (basse Ubaye) et 27 dans l'Embrunais (vallon de Crévoux). On remarquera, dès à présent, que les faciès de transgression paléogènes de ces régions renferment assez fréquemment des éléments chenaillés d'ignimbrites rhyolitiques et dacitiques (bord nord du synclinal de Peira Cava et région de La Brigue notamment).

Des courbes de type C caractérisent également les formations détritiques paléogènes du Subbriançonnais et du Briançonnais, équivalents latéraux des Grès d'Annot : en Ubaye méridionale, le rapport R_{1-3} évolue entre 46 et 34 dans les grès priaboniens de l'unité du lac d'Allos, autour de 30 dans les grès et brèches à Nummulites de même âge de l'unité du Pelat, entre 49 et 32 dans le flysch grésopélitique priabonien de l'unité des Trois Evêchés et son olistostrome sommital ; la valeur du rapport d'intensité est de l'ordre de 39 dans le flysch grésopélitique paléogène de l'unité liguro-piémontaise de Rocca Barbona.

La partie basale de la formation des Grès d'Annot fournit donc en TLN des valeurs du paramètre R_{1-3} qui diminuent graduellement de la bordure externe de sa zone d'affleurement à la bordure interne. Au Sud et à l'Ouest, les courbes montrent un pic de basse température intense, alors que le pic de haute température est faible et peu marqué. À l'Est et au Nord, c'est l'inverse qui est observé, le pic de haute température devenant largement prédominant. Le passage des formes A aux formes C est assez rapide. La zone médiane, de transition, définie par les lignes isofactes $R_{1-3} = 55$ et $R_{1-3} = 45$, a une largeur moyenne de 6 km dans les domaines de l'arc de Castellane et de Nice, de 4 km entre Menton et La Mortolà. Cette zone paraît assez régulière, malgré les nombreuses solutions de continuité, liées à l'érosion, qui marquent les affleurements paléogènes. Elle se situe, actuellement et en ce qui concerne les séquences détritiques de base, au Sud du dôme de Barrot et du massif du Tournaiet ; son orientation est alors sensiblement E-W à ESE-WNW. Deux virgations de sens opposé l'affectent : l'une à l'approche de l'arc de Nice où la zone médiane s'incurve vers le Sud-Est

et passe entre les synclinaux de Contes et de Peira Cava d'une part, de Menton et de La Mortolà d'autre part, l'autre aux abords de la branche occidentale de l'arc de Castellane où la même zone s'oriente en direction du Nord-Ouest, partageant les affleurements de Braux et d'Annot en deux parties.

La répartition des valeurs du rapport R_{1-3} , traduite par le dessin général des lignes isofactes, est inégalement affectée par les déformations continues et discontinues de la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. Des solutions de continuité assez nettes se placent à l'aplomb des zones linéamentaires à jeux décrochants de Breil-Sospel-Monaco et de la moyenne Vésubie que soulignent des affleurements de Trias gypseux.

Le décalage des lignes isofactes $R_{1-3} = 55$ et $R_{1-3} = 45$ a été évalué à 3 km au passage du premier linéament (J.-P. IVALDI, 1973) ; il révèle un fonctionnement post-paléogène à jeu senestre de cet accident sur lequel se surimpose l'une des structures lobées ouvertes vers le Sud.

Le décalage des mêmes lignes isofactes paraît plus faible au niveau du linéament de la moyenne Vésubie et s'accorde avec un fonctionnement post-paléogène dextre de l'accident, l'ensemble de l'arc de Nice apparaissant ainsi en avance tectonique par rapport à la zone de la Roya vers l'Est et à l'arc de Castellane vers l'Ouest. On remarquera qu'une structure lobée, moins marquée que la précédente, apparaît également à l'aplomb de cet accident.

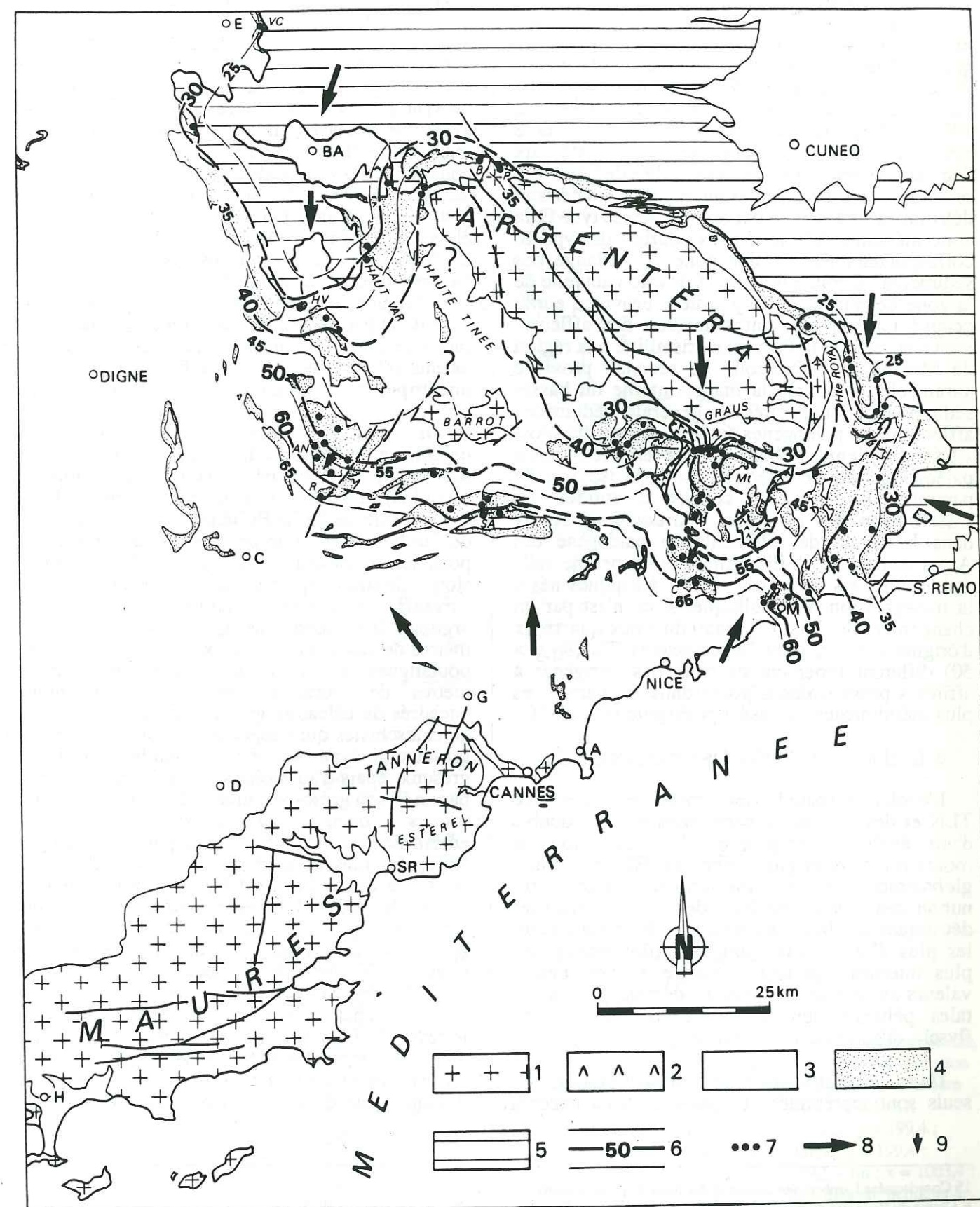
Les effets de la zone linéamentaire de Rouaine, à jeu senestre, sont plus difficiles à établir en raison de la faible extension des affleurements gréseux à l'Est de l'accident. Néanmoins, cet accident a probablement influencé le dessin des isofactes et le développement de la structure lobée de la haute vallée de la Tinée (fig. 58).

Les décalages enregistrés sont fonction de l'évolution géométrique post-paléogène de la couverture alpine externe, mais aussi très probablement d'un jeu synsédimentaire décrochant des accidents cités.

La zonalité définie par la répartition géographique des courbes de type A, B et C au sein de la formation des Grès d'Annot et le dessin général

Fig. 58. - Carte isofacte du paramètre R_{1-3} de thermoluminescence naturelle du quartz détritique de la formation des Grès d'Annot *s.l.*

1. Socles régionaux et leur tégument carbonifère et permo-triasique ; 2. Trias gypseux extrudé le long des cicatrices de la couverture alpine externe ; 3. Couverture sédimentaire anté- et post-paléogène de la zone alpine externe, bassin néogène padan ; 4. Paléogène marin du domaine alpin externe ; 5. Domaine pennique ; 6. Isofactes maîtresses et intercalaires du rapport R_{1-3} de TLN et valeur correspondante du paramètre ; 7. Sites de prélèvement ; 8. Localisation des principales structures lobées, apports terrigènes ; 9. Translation spatiale des isofactes entre le début et la fin de la sédimentation des Grès d'Annot.
- A. Antibes ; BA. Barcelonnette ; C. Castellane ; D. Draguignan ; H. Hyères ; M. Menton ; HV. Haut Verdon ; SR. Saint-Raphaël. A. Arpilha ; AN. Annot ; B. Bersezio ; C. Synclinal de Contes ; L. Le Lauzet-sur-Ubaye ; Mt. Le Moulinet ; P. Preinardo ; R. Rouaine ; SA. Saint-Antonin ; VC. Vallon de Crévoux.



des lignes isofactes a été interprétée par l'existence d'au moins deux provinces distributives principales, à matériaux relativement homogènes quant à leur thermoluminescence, bordant au Sud d'une part, à l'Est et au Nord-Est d'autre part, le bassin de sédimentation paléogène (J.-P. IVALDI, 1971, 1973). Ce schéma admet la première province comme zone-source des matériaux détritiques caractérisés par les courbes de type A, la seconde comme zone-source des matériaux détritiques caractérisés par les courbes de type C, la zone médiane, définie par les courbes de type B, correspondant alors à une zone de mélange des sédiments. Compte tenu de la position actuelle de la zone de transition, la première province aurait occupé un emplacement s'étendant des affleurements actuels de la Provence cristalline à la région de Menton - La Mortola. La seconde province aurait, elle, constitué la marge interne du bassin sédimentaire dont la direction générale, déduite des affleurements paléogènes actuels, devait être grossièrement orientée NW-SE. Cette première ébauche paléogéographique interprète la carte isofacte du paramètre R_{1-3} de TLN comme un modèle de distribution des matériaux détritiques quartzeux dans le bassin de sédimentation paléogène des Alpes maritimes *s.l.* Elle diffère assez peu de celle établie pour les faciès carbonatés détritiques liés à la transgression nummulitique, si ce n'est par un changement pratiquement total du stock quartzux d'origine externe, dont les caractères TL ($R_{1-3} > 50$) diffèrent fortement de ceux des terrigènes à affinités provençales déposés dans les parties les plus méridionales du bassin paléogène ($R_{1-3} < 50$).

c. Évolution temporelle des paramètres de TL.

L'évolution spatiale des formes de courbes de TLN et des valeurs du paramètre R_{1-3} se double d'une évolution temporelle. Cette évolution est moins régulière et plus complexe. Elle se traduit, globalement, sur une même verticale, par une diminution des valeurs de R_{1-3} depuis les séquences détritiques de base jusqu'aux faciès turbiditiques les plus élevés, puis, dans les affleurements les plus internes, par une remontée de ces mêmes valeurs au sein des formations détritiques sommitales : pélites sombres à traces d'auto-remaniement, flyschs dilacérés et olistostromes.

Dans les affleurements méridionaux, où seuls sont représentés et conservés les terrigènes

tubiditiques, R_{1-3} passe ainsi de 67,1 à 62,2 et de 57,1 à 54,9 sur les flancs sud (fig. 59, A)^{15a} et nord du synclinal de Saint-Antonin, de 55,6 à 51,7 sur le revers nord-est du synclinal de Contes (Costa Negra), de 66,4 à 52 sur le flanc sud-ouest du synclinal de Menton. L'évolution du paramètre s'effectue très irrégulièrement : toujours à Contes, mais sur le flanc est de la structure plissée, R_{1-3} commence par croître de 55,9 à 58,8 (coupe du col de Nice, partie inférieure), puis par décroître de cette dernière valeur à 55,6 dans les termes plus élevés affleurant sous le village de Berre-des-Alpes (D 615, Le Vignal). Dans tous les cas, les paramètres de TLN enregistrés pour les séquences turbiditiques diffèrent fondamentalement, dès la base de la formation, de ceux qui caractérisent les faciès de transgression carbonatés détritiques sous-jacents (*cf.* fig. 59, A). Ces différences traduisent une importante modification du stock quartzux.

En ce qui concerne les affleurements orientaux et septentrionaux, une coupe^{15b} du flanc nord du synclinal de Peira Cava (coupe de l'Arpilha), donnée par la route départementale 70 entre le village de La Bollène-Vésubie et la baisse de Turini, constitue un bel exemple d'évolution bipolarisée du rapport R_{1-3} (fig. 59, B). La succession lithostratigraphique du Paléogène y est la suivante : à la base, et au-dessus des calcaires argileux lités sénoniens apparaissent : 17 à 18 mètres de calcaires graveleux avec des niveaux de poudingues à *Microcodium*, une vingtaine de mètres de calcaires sombres à Nummulites encadrés de calcaires gréseux fétides, 150 mètres de calcschistes qui supportent les premiers termes gréseux de type Annot ; le complexe déritique gréseux, épais d'au moins mille mètres ici, débute par un flysch gréso-pélitique à alternances centimétriques à décimétriques et se poursuit par un ensemble rythmique caractérisé par des corps gréseux métriques à plurimétriques à matériel grossier ou fin et des pélites, un flysch gréso-pélitique à bancs de grès pluricentimétriques jaunes, une formation pélitique sombre à traces d'auto-remaniements qui passe graduellement à un flysch dilacéré pélitique à petits bancs de grès calcaires et de calcaires argileux. Les divers membres et formations paléogènes de cette coupe, sur laquelle je reviendrai car elle permet de déceler l'existence d'une déformation paléogène précoce de la couverture sud-orientale de l'Argentera, sont renversés et dessinent une structure plissée axée E-W, déversée

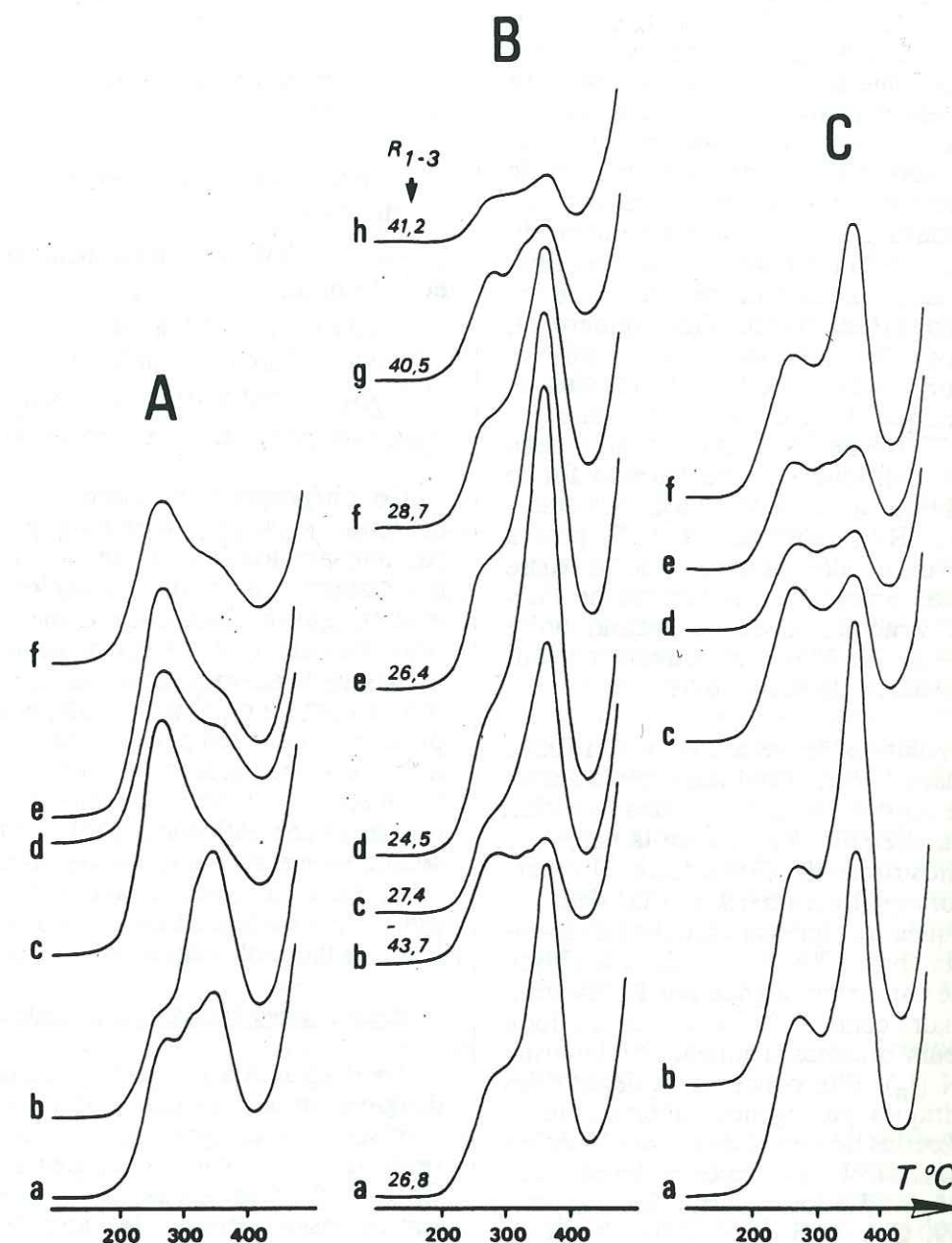


Fig. 59. - Évolution temporelle de la thermoluminescence naturelle du quartz déritique des Grès d'Annot *s.l.* et de la formation équivalente de l'unité subbriançonnaise des Trois Évêchés (Ubaye méridionale).

A. Coupe du flanc sud du synclinal de Saint-Antonin. a. Calcaires à Nummulites, $x = 969,4$; $y = 187,6$; b. Marnes sableuses, $x = 969,7$; $y = 187,9$; c. Base de la 1ère formation déritique¹⁷, $x = 970,1$; $y = 188,4$; d. Milieu de la première formation déritique (terminologie de J. BODELLE, 1971), $x = 970,1$; $y = 188,9$; e. Matrice du conglomérat du sommet de la 1ère formation déritique, $x = 970,2$; $y = 189,4$; f. Milieu de la 2ème formation déritique, $x = 970,4$; $y = 189,7$.

B. Coupe de l'Arpilha (flanc nord du synclinal de Peira Cava). a. Calcaires à Nummulites, $x = 1001,2$; $y = 199,4$; b. Extrême base du flysch gréso-pélitique à alternances centimétriques à décimétriques, $x = 1001,9$; $y = 199,4$; c, d, e, f. Ensemble rythmique à corps gréseux métriques à plurimétriques, début : $x = 1002,2$; $y = 199,5$ - fin : $x = 1003,4$; $y = 198,8$; g. Flysch pélitique sombre à traces d'auto-remaniement, $x = 1005,1$; $y = 199,0$; h. Flysch dilacéré pélitique à bancs de grès calcaires et de calcaires argileux, $x = 1005,3$; $y = 199,1$. (Localisation des prélèvements : voir la figure 66).

C. Coupe du col d'Allos (unité des Trois Évêchés). a. Flysch gréso-calcaire à pistes, $x = 939,6$; $y = 231,6$; b, c, d. Flysch schisto-gréseux, début : $x = 939,7$; $y = 231,1$ - fin : $x = 939,6$; $y = 230,8$; e. Matrice de l'olistostrome, $x = 939,2$; $y = 231,0$; f. Bloc de grès remanié dans l'olistostrome, $x = 939,1$ - $y = 231,1$; 67,1 - 41,2 : valeurs du rapport R_{1-3} de TLN.

15 Coordonnées Lambert des coupes et des lieux de prélèvements :

a. Coupe du flanc sud du synclinal de Saint-Antonin. Feuille Roquesteron n° 972 à 1:50 000, début : $x = 969,4$ - $y = 187,6$; fin : $x = 970,4$ - $y = 189,7$.

b. Coupe de l'Arpilha. Feuille Saint-Martin-Vésubie - Le Boréon n° 947 à 1:50 000, début : $x = 1001,2$ - $y = 199,4$; fin : $x = 1005,3$ - $y = 199,1$.

c. Olistostrome de Collardente. Feuille Tende n° 948 à 1:50 000 : $x = 1029,4$ - $y = 207,3$.

d. Coupe du col d'Allos. Feuille Barcelonnette n° 895 à 1:50 000, début : $x = 939,6$ - $y = 231,6$; fin : $x = 939,1$ - $y = 231,1$.

au Sud, qui interfère avec la direction générale méridienne du synclinal de Peira Cava (fig. 66, 1). Le rapport R_{1-3} , très faible (26,8) dans les calcaires à Nummulites qui, latéralement, se réduisent et se chargent en galets chenalisés de silex noirs, de calcaires gréseux crétacés, de quartzites blancs et d'ignimbrites, s'élève à 43,7 dans les séquences de base du flysch gréso-pélique à alternances centimétriques à décimétriques. Cette nette remontée du paramètre de TLN traduit une importante modification du stock quartzeux mais ne concerne que les dix premiers mètres dudit flysch. Très rapidement, avec l'apparition des premiers corps gréseux métriques à plurimétriques, et sur la totalité de l'ensemble rythmique, R_{1-3} chute de nouveau au-dessous de 30 (23,1 à 28,7). Ce n'est qu'au niveau de la formation pélique sombre surmontant le flysch gréso-pélique à bancs de grès jaunes que la polarité s'inverse, R_{1-3} remontant à 40,5, puis à 41,2 dans le flysch dilacéré sommital de la baisse de Turini. A cette remontée du paramètre de TLN correspond une structure lobée de second ordre orientée WNW-ESE (Le Moulinet), ouverte au Sud-Est, sur la carte isofacte de la figure 58.

Une telle évolution se retrouve sur d'autres coupes levées dans la formation des Grès d'Annot *s.l.*, à l'approche du front pennique : dans la région de La Brigue par exemple, R_{1-3} atteint la valeur de 41,9 dans l'olistostrome de Collardente^{15c} (route de l'Amitié), alors qu'il est inférieur à 20 dans les calcaires détritiques transgressifs à galets d'ignimbrites et compris entre 23,8 et 37,9 dans le flysch sous-jacent. Elle est accompagnée par l'apparition du pic intermédiaire centré à 325°C et par une forte chute, de plusieurs dizaines d'unités, de l'intensité globale de TLN (I_n). Elle concerne également les formations détritiques paléogènes subbriançonnaises, notamment celles de l'unité des Trois Evêchés (Ubaye méridionale). Une coupe^{15d} levée dans cette unité, au col d'Allos, fournit les rapports suivants (fig. 59, C) : 34,3 dans le flysch gréso-calcaire à pistes priabonien¹⁶, 32,1 à 48,7 dans le flysch schisto-gréseux de même âge, 46,4 dans la matrice de l'olistostrome sommital en position inverse. Dans cet olistostrome, les blocs de grès remaniés, pluridécimétriques, se caractérisent eux, par des valeurs plus faibles ($R_{1-3} = 34-35$).

L'évolution verticale décroissante du rapport R_{1-3} de thermoluminescence naturelle a des conséquences sur la position des lignes isofactes du paramètre et des trois zones A, B, C, qu'elles définissent : ces lignes et zones subissent une translation vers la marge externe du bassin paléogène pendant la majeure partie de la sédimentation turbiditique, le phénomène ne s'inversant que très partiellement dans les membres tout à fait

sommitaux qui correspondent au comblement final du bassin et à son émergence.

Cette translation s'effectue suivant des directions variées :

- ENE → WSW entre la Ligurie et le Mentonnais ;
- NE → SW entre les synclinaux de Peira Cava et de Contes ;
- NNE → SSW à N → S dans la branche orientale de l'arc de Castellane ;
- NE → SW à ENE → WSW dans la branche occidentale du même arc tectonique.

Ce phénomène, et donc l'évolution verticale décroissante du paramètre R_{1-3} , peut être interprété par une **prédominance** de plus en plus marquée des matériaux détritiques à faibles valeurs paramétriques, liés à l'existence d'une ou de plusieurs provinces distributives occupant la **marge interne** du bassin de sédimentation paléogène. La remontée des valeurs du rapport de TLN, et l'apparition d'un pic de moyenne température dans les membres tout à fait supérieur et les plus internes de la formation, traduisent également des modifications du stock quartzeux en relation avec l'intervention d'une zone-source située sur cette même marge interne. Ceci complète la première ébauche paléogéographique proposée à partir de l'analyse des variations latérales de la thermoluminescence du quartz.

d. Les zones-sources potentielles.

Le diagramme (R_{1-3} , I_n), qui prend en compte deux des principaux paramètres de TLN, permet de préciser l'ébauche paléogéographique établie à partir de la carte isofacte des valeurs du rapport R_{1-3} . Ce type de diagramme confirme en premier lieu, par le dessin général de l'aire de variabilité des Grès d'Annot (fig. 60, A, p. 149), l'existence d'au moins deux sources d'apports majeures. Cette aire, étirée suivant les deux axes des ordonnées et des abscisses, présente en effet deux entrées nettement opposées, l'une qui correspond à de fortes valeurs de R_{1-3} et de faibles valeurs de I_n , l'autre à de faibles valeurs de R_{1-3} et de fortes valeurs de I_n . Nous retrouvons là, la dualité de deux stocks quartzeux majeurs aux caractères TL nettement tranchés. Le même diagramme montre par ailleurs qu'il n'existe pas de différence fondamentale entre le matériel des Grès d'Annot orientaux et septentrionaux et celui des formations paléogènes subbriançonnaises et briançonnaises de même âge, l'ensemble de leurs points représentatifs se situant dans une même aire de variabilité (fig. 60, A). Le

diagramme (R_{1-3} , I_n) met également en évidence les changements de stocks quartzeux intervenant entre le dépôt des faciès carbonatés de transgression (fig. 60, B) et celui des Grès d'Annot. Ces changements correspondent donc à des modifications paléogéographiques majeures de l'environnement immédiat du bassin paléogène. Ces modifications intéressent essentiellement, dans un premier temps, la marge externe du bassin. En effet, c'est par l'arrivée massive de terrigènes caractérisés par des courbes de TLN de type A, qui se sédimentent dans les parties sud et ouest du bassin paléogène, que s'effectue d'abord le renouvellement des stocks quartzeux. Ces terrigènes s'opposent par leur thermoluminescence aux roches de la Provence cristalline qui, elles, se projettent en majorité dans la partie inférieure du diagramme (fig. 60, C). Ils trouvent donc leur origine en dehors des migmatites et granitoïdes des Maures et du Tanneron. Pour les mêmes raisons, les matériaux tégumentaires permians et triasiques de ces massifs, remaniés dans les sables infra-nummulitiques repris en milieu marin lors de la transgression paléogène, ne peuvent être considérés comme des zones-sources (fig. 60, D).

• Émergence d'un socle védiantien.

L'analyse TL des éléments de roches endogènes chenalisés en membres conglomératiques d'extension et d'épaisseur inégales, dans les synclinaux méridionaux des arcs de Castellane et de Nice, montre qu'il s'agit cependant de matériaux qui tirent leur origine de complexes cristallins fortement granitisés. Les blocs et galets de granites remaniés dans les trois formations du synclinal de Saint-Antonin se projettent en effet, dans leur très grande majorité, au niveau de l'entrée supérieure gauche de l'aire de variabilité des Grès d'Annot (fig. 60, A) et sont donc à l'origine des courbes de type A caractérisant la zone méridionale et occidentale de la formation. Ces granites, qui constituent avec la microgranodiorite de Saint-Antonin, des microgranites, des rhyolites, des syénites, diorites, migmatites et quartzites (J. VERNET, 1964 ; M. BOUCARUT et J. BODELLE, 1969 ; J. BODELLE, 1971), un cortège de roches endogènes exotiques d'une rare diversité, ne présentent aucun lien de parenté avec le cristallin provençal actuel. Quelques relations apparaissent avec des granitoïdes du socle hercynien corse également caractérisés par des courbes de TLN de type A : granites monzonitiques (Marignana - Chidazzo), porphyroïde (Lumio - Algajola) et granodiorites (Capo a u Cavallo) de l'association subalcaline

potassique, granite (Golfe de Valinco), monzogranite (Bocca di Via, Favona) et granodiorite (Col de Vergio, Conca) de l'association calco-alcaline (cf. annexes numériques, tableau n° 43). Mais force est de constater (fig. 60, C) que les caractères TL des granitoïdes corses ne sont pas aussi homogènes que ceux de Saint-Antonin, une majorité d'entre eux se projetant certes dans l'aire de variabilité des Grès d'Annot, mais dans la partie correspondant aux valeurs inférieures à 50 du rapport R_{1-3} . Je reviendrai donc sur l'intitulé du massif cristallin dispensateur de matériaux caractérisés par des courbes de TLN de type A et que j'ai qualifié par le passé de "corso-sarde" (J.-P. VALDI, 1973, 1974). Il s'agit d'un socle migmatitique et granitique externe qui, comme je l'ai déjà signalé, affleurerait entre la Provence cristalline actuelle et la région de Menton, au Sud du bassin paléogène des Grès d'Annot, compte tenu du dessin et de la position des lignes isofactes pour lesquelles R_{1-3} est supérieur à 50. Mais ce socle différerait fondamentalement de celui des Maures et du Tanneron et ne présenterait que de rares affinités avec le socle hercynien corse. Il s'agit d'un socle situé à l'avant des chevauchements frontaux actuels de l'arc de Nice, que j'intitulerais désormais "socle védiantien", du nom d'une peuplade ligure côtière du Pays niçois : les Védiantii¹⁷. Le matériel de ce socle présentait-il des affinités avec les granites du massif de Savona dont les rapports R_{1-3} sont voisins de 50 ? La TL ne fournit aucune réponse certaine compte tenu de l'alpinisation poussée des granites de ce massif (cf. annexes numériques, tableau n° 38, échantillons IL 26 et 27).

• Pérennité des cordillères médio-alpines.

Les modifications paléogéographiques de la marge méridionale du bassin paléogène des Alpes maritimes *s.l.*, qui coïncident, au cours du Bartonien (fig. 53, p. 123), avec le dépôt des premières séquences terrigènes de la formation des Grès d'Annot et provoquent l'arrivée de nouvelles populations de quartz, n'ont pas leur équivalent au niveau des internides. Le quartz remanié dans les faciès de transgression nummulitiques, à partir des ignimbrites rhyolitiques et dacitiques permianes et/ou carbonifères des cordillères médio-alpines, continue à se sédimer dans le bassin paléogène des Grès d'Annot : les projections de ce matériel dans le diagramme (R_{1-3} , I_n) s'effectuent effet au niveau de l'entrée inférieure droite de l'aire de variabilité de la formation (fig. 60, B).

¹⁶ Terminologie de la feuille Barcelonnette - 895 - 1/50 000, C. KERCKHOVE (1974).

¹⁷ La peuplade ligure des Védiantii est localisée avec certitude entre l'embouchure du Var à l'Ouest, la baie de Monaco à l'Est et les hautes crêtes de l'Alpis Maritima du Mont Bego au Mont Agel près de La Turbie. Les Védiantii occupaient l'ensemble du bassin des Paillons et avaient pour chef-lieu l'oppido Védiantiorum civitatis Cemenilo - c'est à dire Cimiez - selon Plinie (in : G. BARRUOL, Les peuples préromains du Sud-Est de la Gaule. Étude de Géographie historique. Revue archéologique de Narbonnaise, Suppl. 1, E. DE BOCCARD Éd., Paris, 1975, 408 p.)

• L'Argentera : un paléorelief cristallin dans la mer paléogène ?

Le tégument carbonifère et permo-triasique du massif de l'Argentera, ainsi que le Trias détritique du dôme de Barrot, peuvent également être considérés comme des zones-sources potentielles à partir des seuls résultats de l'analyse TL. Ces formations, qui affleurent aujourd'hui dans la zone orientale et septentrionale de la formation des Grès d'Annot, se caractérisent toujours par des valeurs de R_{1-3} inférieures à 50. De même le Trias tégumentaire du dôme de Barles.

J'ai réfuté, à partir d'une série d'arguments dont je rappelle les points forts ici, l'hypothèse de la participation du cristallin de l'Argentera et de ses formations tégumentaires à l'alimentation du bassin paléogène telle qu'elle fut envisagée par L. BERTRAND d'abord, puis par P.H. KUENEN *et al.*, Y. GUBLER, D.J. STANLEY, J. BODELLE, R. CAMPREDON, enfin par U. VALLINO.

— Les Grès d'Annot ne reposent jamais sur le socle ou le tégument du massif cristallin externe, pas plus que les faciès de transgression carbonatés du Paléogène. Aux abords de l'Argentera, le Paléogène externe transgresse, au mieux, le Crétacé supérieur ; l'épaisseur de la suite sédimentaire mésozoïque reste forte : on n'observe aucune diminution d'épaisseur des sédiments qui puisse être mise en relation avec une érosion anté-nummulitique. Bien au contraire, les deux seules régions des Alpes maritimes où est encore préservé le Maestrichtien encadrent précisément au Nord-Ouest et au Sud-Est le massif. La transgression lutétienne réutilisera d'ailleurs ces deux zones basses lors du déplacement des lignes de rivage vers l'Ouest et le Sud-Ouest.

— Les formations permienes atteignent une épaisseur cumulée de plus de 3000 mètres sur le bord méridional de l'Argentera. Pour Y. GUBLER (1958), la conservation de ce

Permien liée à la granulométrie fine des Grès d'Annot de cette région, sont la preuve que les matériaux détritiques sédimentés vers le Sud ont une origine méridionale. Au contraire, le Permien étant pratiquement absent dans la partie nord du massif cristallin et les Grès d'Annot plus grossiers, l'auteur y voit une relation de cause à effet et conclut à une origine permo-triasique des grès de la bordure nord-ouest de l'Argentera.

En fait, l'épaisseur du Permien s'amenuise progressivement du Sud-Est du massif vers le Nord-Ouest et disparaît pratiquement à la latitude de Saint-Étienne-de-Tinée où le Trias inférieur repose directement en discordance sur le socle. L'absence de la formation n'est donc pas liée à une érosion paléogène, mais résulte soit d'une érosion anté-triasique, soit plus probablement d'une lacune de sédimentation. Il est en effet possible de constater que la totalité des affleurements de Trias conservés, au cœur de l'Argentera, dans des synclinaux pincés installés à l'aplomb de zones linéamentaires décrochantes ou chevauchantes, est au contact direct du socle (région de Vej del Bouc, du Bourguet, de la cime de Blancias, col du Fer, Morgon, Becco Rosso, vallon du Fougiéret, de Castiglione. Sur le revers interne de l'Argentera, le Trias repose également sur le cristallophyllien.

— Le Trias détritique n'est jamais très épais aux abords du massif de l'Argentera. La formation développe, sur quelques dizaines de mètres, des poudingues, des grès, des quartzites et des pélites bariolées et ne peut donc constituer une importante province distributive.

— L'un des arguments avancés par les auteurs en faveur d'une érosion paléogène du cristallin de l'Argentera réside dans la présence de galets chenalisés de roches endogènes dans le conglomérat de base des calcaires à Nummulites de la haute Tinée. Or, deux faciès pétrographiques au moins sont étrangers au massif : il s'agit de granites porphyroïdes potassiques à phénocristaux de feldspaths maclés Carlsbad et de rhyolites fort semblables à celles des cordillères médio alpines.

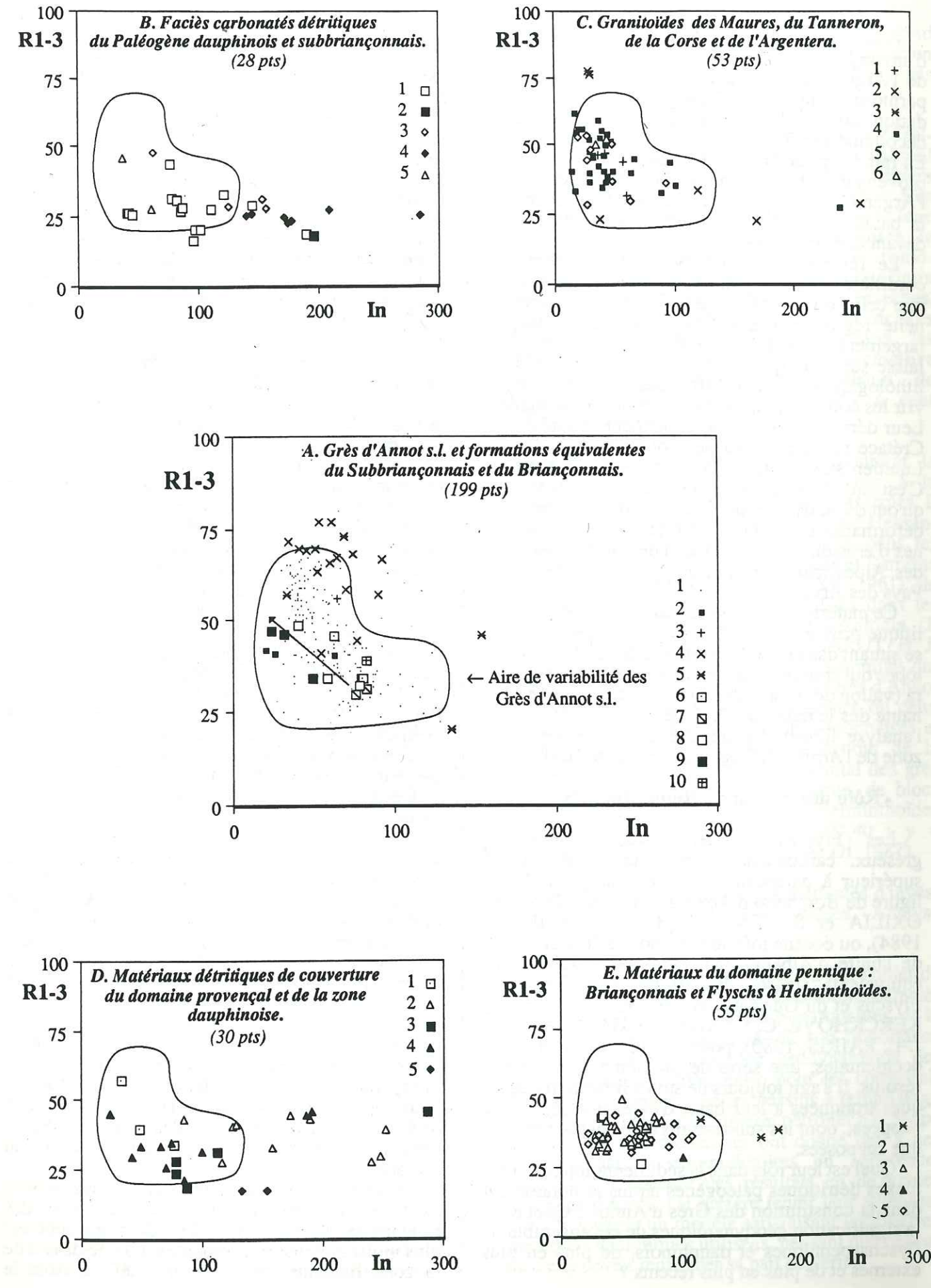


Fig. 60. - Diagrammes (R_{1-3} , I_n) des Grès d'Annot s.l. et de leurs zones-sources potentielles.

- A. **Domaine externe.** Grès d'Annot s.l., quartz "en grains" : on a distingué le matériel turbiditique des corps gréseux (1) des pélites sombres à traces d'auto-remaniements, du flysch dilacéré et des olistostromes sommitaux (2) pour les régions de Turini et de Tende - La Brigue, ainsi que les éléments remaniés de roches endogènes migmatitiques (3), granitiques (4) et microgranitiques (5) des synclinaux de Saint-Antonin et de Contes.
- Subbriançonnais.** Formations détritiques paléogènes de l'Ubaye méridionale, quartz "en grains" : on a distingué les grès priaboniens de l'unité subbriançonnaise du lac d'Allos (6), les grès et brèches à Nummulites de l'unité du Pelat (7), le flysch grés-pélitique priabonien de l'unité des Trois Évêchés (8) et son olistostrome sommital (9).
- La flèche souligne l'évolution verticale des paramètres TL du quartz dans cette unité.
- Briançonnais.** Flysch grés-pélitique paléogène de l'unité liguro-piémontaise de Rocca Barbona (10).
- B. 1 à 4. Calcaires à Nummulites du domaine alpin externe et du Subbriançonnais (1, 3. Quartz en grains ; 2, 4. Quartz des ignimbrites rhyolitiques et dacitiques en galets) ; 5. Flyschs turonien-paléocène et néocrétacé-éocène du Pelat et d'Aisone.
- C. 1, 2, 3. Migmatites, granites et rhyolites des Maures, du Tanneron et de l'Esterel ; 4. Granitoïdes de la Corse hercynienne ; 5, 6. Migmatites et granites de l'Argentera.
- D. 1, 2. Tégument permien et triasique de la Provence cristalline ; 3, 4. Tégument permo-carbonifère de l'Argentera et Trias détritique de l'Argentera, des dômes de Barrot et de Barles. 5. Crétacé supérieur de la bordure interne de l'Argentera.
- E. 1. Volcanites et volcano-détritique du Monte Besimauda (Briançonnais ligure) ; 2. Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie ; 3, 4. Flysch à Helminthoïdes de l'unité "San Remo - Saccarel", quartz "en grains" et élément granitique remanié ; 5. Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon.

Pour l'ensemble de ces raisons, il paraît difficile d'envisager une mise à l'affleurement du cristallin de l'Argentera et de son tégument carbonifère et permotriassique dès le Paléogène, que cette dénudation ait été le résultat de l'érosion ou d'un décollement précoce de la couverture sédimentaire. En fait, les premiers éléments de roches endogènes provenant de façon certaine du démantèlement de l'Argentera n'apparaissent que dans le Pliocène de la basse vallée du Var, la dénudation du massif devant être fini-miocène.

Le remaniement d'un éventuel tégument des cordillères médio-alpines paraît plus vraisemblable que celui du massif cristallin externe. L'homogénéité régionale des faciès du groupe triassique, largement transgressif, et de ses caractères TL, laisse supposer que des formations de même âge, lithologiquement peu différentes, devaient recouvrir les complexes ignimbritiques de ces domaines. Leur démantèlement a probablement débuté dès le Crétacé supérieur pour se poursuivre pendant le Lutétien supérieur, le Bartonien et le Priabonien. C'est au niveau des cordillères médio-alpines qu'ont dû se développer avec le plus de vigueur les déformations anté-nummulitiques et les phénomènes d'érosion concomitants, si développés au Nord des Alpes maritimes *s.l.*, dans le Champsaur et le Pays des Arves.

Ce matériel a dû parvenir dans le bassin nummulitique principalement à partir d'une zone émergée se situant dans le prolongement nord de la structure lobée qui couvre la partie méridionale de l'Argentera (vallon des Graus), laquelle a constitué une zone haute dès le début du Paléogène comme le montre l'analyse lithostratigraphique et structurale de la zone de l'Arpilha (*cf. infra*, § 1.3.2.1, p. 163).

• Rôle des Flyschs à Helminthoïdes.

Les Flyschs à Helminthoïdes, pélistiques, gréseux, carbonatés et marneux, d'âge crétacé supérieur à paléocène, voire éocène pour l'unité ligure de Borghetto d'Arroscia (B. GALBIATI, M. OXILIA et S. SENO, 1983 ; B. GALBIATI, 1984), ou éocène inférieur et moyen pour le flysch de l'unité d'Albenga (M. MARINI (1988) et les équivalents suisses des nappes des Schlieren-Flyschs et du Gurnigel (W. WINKLER, 1983 ; C. KERCKHOVE, C. CARON, J. CHAROLLAIS et J.-L. PAIRIS, 1980), posent, à l'échelle des Alpes occidentales, une série de problèmes non encore résolus. Il s'agit toujours de suites lithostratigraphiques tronquées à leur base, d'extension régionale, nappées, dont les substratums et les patries ne sont que supposées.

Quel est leur rôle dans la sédimentation des complexes détritiques paléogènes alpins et notamment dans la constitution des Grès d'Annot ? Quelle est la signification géodynamique de cet ensemble de flyschs penniques et dauphinois, de plus en plus externes et de plus en plus récents ?

C. KERCKHOVE a partiellement levé le voile en 1964, puis en 1969, en mettant en évidence, au toit des Grès d'Annot des hautes vallées du Var et de la Tinée, une formation de "Schistes à blocs" témoignant de la mise en place de la nappe de l'Autapie en milieu humide dans le bassin paléogène externe. J'ai, en 1971 et 1973, montré que les séquences granoclassées de l'unité ligure "San Remo - Saccarel" et de la nappe du Parpaillon avaient largement participé, avec la nappe de l'Autapie, au comblement de la partie orientale et septentrionale du bassin de sédimentation paléogène. La démonstration s'appuyait sur une série d'arguments directs et indirects que je rappelle ci-dessous :

Les paramètres de thermoluminescence naturelle, comme d'ailleurs ceux de thermoluminescence artificielle, ne permettent pas de différencier le quartz "en grains" de bon nombre de faciès de Grès d'Annot de la zone orientale et septentrionale de celui des formations détritiques des flyschs à Helminthoïdes. Ces flyschs se caractérisent toujours, en effet, par des courbes de TLN de type C ("San Remo - Saccarel", Parpaillon et Autapie) et plus rarement C' (Autapie), des rapports R_{1-3} inférieurs à 50 ("San Remo - Saccarel" : 30,7 à 49,7 ; Parpaillon : 30,3 à 44,5 ; Autapie : 26,6 à 44,1) et des valeurs de I_n moyennes à fortes ("San Remo - Saccarel" : 28,2 à 101,1 u.a. ; Parpaillon : 23 à 109,4 u.a. ; Autapie : 34,1 à 71,5 u.a.). La similitude entre les matériaux penniques et externes est clairement mise en évidence par le diagramme (R_{1-3} , I_n), les points représentatifs des Flyschs à Helminthoïdes se projetant dans leur totalité au sein de l'aire de variabilité des Grès d'Annot, dans sa partie inférieure (fig. 60, E).

Deux interprétations peuvent être données à partir de tels résultats. La première consiste à admettre l'existence de provinces distributives communes pour les bassins de sédimentation des diverses formations dont les âges s'échelonnent, je le rappelle, entre le Cénomanien et l'Oligocène inférieur, et dont les patries supposées ou connues se rapportent au domaine piémontais, peut-être à l'austro-alpin et, bien sûr, à la zone dauphinoise. Cette interprétation suppose la permanence, aux abords des domaines interne et externe, d'un ou plusieurs massifs cristallins dispensateurs de matériaux terrigènes aux caractères relativement homogènes sur près de 70 millions d'années. Cette interprétation résiste difficilement à l'analyse si l'on admet pour les Flyschs à Helminthoïdes une origine ultra-briançonnaise : des calcaires pélagiques se déposaient dans cette zone au cours du Crétacé supérieur.

La seconde interprétation, qui consiste à voir dans les Flyschs à Helminthoïdes, l'une des principales zones-sources des Grès d'Annot est plus vraisemblable et compatible avec le dessin de la zone médiane, de transition, définie dans le

bassin paléogène par les isofactes R_{1-3} 45 et R_{1-3} 55. Le dessin de cette zone mime en effet celui du front d'érosion du domaine pennique, avec notamment l'existence des deux virgations vers le Sud-Est et le Nord-Ouest qui peuvent être mises en relation avec le débordement des nappes au Sud et au Nord de l'Argentera. Cette interprétation satisfait également aux conditions d'homogénéité que nécessite la stabilité des paramètres TL des faciès orientaux et septentrionaux des Grès d'Annot, en ce qui concerne les provinces distributives de la marge interne du bassin paléogène. Outre les valeurs inférieures à 50 du rapport R_{1-3} , systématiquement relevées dans les flyschs allochtones, il faut également rappeler que les ignimbrites médio-alpines se caractérisent également par des courbes de type C, à pic de haute température dominant, la différence entre les deux types de matériaux se faisant au niveau du paramètre I_n , nettement plus élevé pour le quartz effusif. Ainsi peut apparaître satisfaisant un schéma paléogéographique qui ferait se succéder dans le temps le démantèlement des cordillères médio-alpines bientôt relayé par celui des nappes de flyschs allochtones en cours de structuration et de mise en place sur le domaine externe, le matériel de ces deux zones-sources venant s'ajouter à celui des complexes cristallins granitisés védiantiens. L'évolution verticale décroissante du paramètre R_{1-3} dans les séquences turbiditiques des synclinaux méridionaux et occidentaux des Grès d'Annot serait en relation avec l'arrivée de quartz issus du démantèlement des nappes de flyschs se mêlant aux terrigènes d'origine védiantienne. L'arrivée massive de quartz en provenance des flyschs allochtones expliquerait également la remontée progressive du même paramètre dans les affleurements orientaux et septentrionaux de Grès d'Annot, les valeurs du rapport R_{1-3} - inférieures à 50 - étant en moyenne plus élevées dans ces flyschs que dans les ignimbrites des cordillères médio-alpines. Dans la coupe de l'unité subbriançonnaise des Trois Évêchés par exemple (fig. 59, C et fig. 60, A, flèche), la nette remontée des valeurs du paramètre R_{1-3} , au-dessus de 40, dans la partie haute du flysch schisto-gréseux priabonien et dans la matrice de l'olistostrome surincombant, serait en relation avec l'arrivée massive du matériel de la nappe de l'Autapie dont certains faciès (flysch du Martinet dans la vallée de l'Ubaye ou du col de Moissière dans l'Embrunais, près d'Anceles) présentent des courbes à trois pics (sous-type C') tout à fait similaires aux courbes du Paléogène. Les blocs de grès hétérométriques remaniés dans l'olistostrome proviendraient pour leur part de la nappe du Parpaillon ou représenteraient d'autres faciès de la nappe de l'Autapie (séquences terrigènes granoclassées inverses du Serre de la Crous, col d'Allos) dont on connaît la diversité lithologique et structurale (C. KERCKHOVE *et al.*, 1980). Ainsi serait également expliquée l'orientation de la

structure lobée de second ordre qui couvre le bord est du synclinal de Peira Cava, ouverte en direction de l'Est et des Flyschs à Helminthoïdes et non pas du Sud.

Une telle interprétation conduit naturellement à un modèle tectorogénique global d'une parfaite logique pour les divers flyschs penniques et dauphinois. Ces flyschs sont des marqueurs, par leur sédimentation syntectonique étalée entre le Cénomanien et l'Oligocène, et par la remobilisation successive de leurs matériaux dans des bassins de plus en plus externes, des déformations progressives polarisées subies par la croûte terrestre dans les Alpes à partir des épisodes de fermeture de l'océan téthysien et de collision de l'Afrique et de l'Europe initiés il y a cent millions d'années.

Plusieurs données de terrain démontrent la participation des zones alpines internes à la constitution des formations paléogènes externes. Il s'agit de la présence de galets de calcaires à Helminthoïdes, de radiolarites et d'euphotides, dans les conglomérats de Clumanc, Saint-Lions et Barrême (J.-C. CHAUVEAU et M. LEMOINE, 1961), de galets de gabbros à diallage chenalisés dans les conglomérats du synclinal de Saint-Antonin (J. BIJU DUVAL, 1953 ; M. BOUCARUT et J. BODELLE 1969), de l'olistostrome sommital qui termine le dépôt de la formation des Grès d'Annot dans ses affleurements les plus internes ou celui des formations équivalentes subbriançonnaises et briançonnaises. Il s'agit enfin et surtout de la découverte, dans l'olistostrome sommital des grès paléogènes de la région de La Brigue, de blocs hétérométriques de calcaires à Helminthoïdes (vallon de l'Estrôp/Stroup, $x = 1027,40$; $y = 3213,70$) (P. GUARDIA et J.-P. IVALDI, 1987).

1.2.2.3 - L'analyse TL et les méthodes d'investigation sédimentologiques classiques. Analyse comparée des résultats.

La formation des Grès d'Annot a fait l'objet de très nombreuses recherches en raison de ses caractères sédimentologiques souvent remarquables, de la qualité de ses affleurements, de son importance pour la bonne connaissance géodynamique des Alpes sud-occidentales, enfin pour les comparaisons qu'elle permet avec les bassins à remplissage détritique offshore dont l'intérêt pétrolier n'échappe à personne. Ces recherches ont donné lieu à des résultats parfois contradictoires en apparence. Plutôt que d'opposer ces résultats en de vaines querelles d'école, j'ai préféré tenter leur synthèse, afin de dégager un modèle satisfaisant les diverses méthodes analytiques utilisées, pensant que chacune d'elle devait renfermer sa part de vérité.

a. La pétrographie des galets chenalisés de roches exogènes et endogènes.

Les galets chenalisés dans la formation des Grès d'Annot ont fait l'objet d'études pétrographiques détaillées dans deux régions : dans le synclinal de Saint-Antonin au Sud-Ouest, dans les affleurements de la haute vallée de la Tinée à l'Est.

• Dans le synclinal de Saint-Antonin, sur le flanc sud de la structure, M. BOUCARUT et J. BODELLE (1969) ont relevé la présence, dans les première et deuxième formations détritiques, de rhyolites ignimbritiques et de pyromérides potassiques analogues aux types R3 et R4¹⁸ définis par P. BORDET (1951) dans le massif de l'Esterel. De même, des tufs volcaniques analogues au niveau h217 de l'Esterel démontrent l'existence d'une alimentation certaine à partir de ce massif. Mais, le pourcentage élevé (80%) de roches endogènes d'origine inconnue rencontrées dans le synclinal, démontre clairement que l'essentiel des terrigènes provient d'une autre zone-source que les deux auteurs s'accordent à situer au niveau du socle corse en raison de certaines analogies constatées sur une syénite à grenat à faciès pyrénéite.

Une origine locale a été proposée pour ce matériel, en raison notamment de la dimension métrique des blocs remaniés de microgranodiorite ("Microgranite" de Saint-Antonin). Cette hypothèse émise par J. VERNET (1964), puis reprise par d'autres auteurs (J.-D. GIRAUD et G. TURCO, 1981) tendait à placer une cordillère de socle sous le chevauchement du Mont Vial. Cette cordillère correspond-elle à un mythe ou à une réalité ? Compte tenue de la diversité pétrographique du matériel endogène sédimenté à Saint-Antonin, il paraît difficile de concevoir qu'il puisse provenir d'une zone-source géographiquement aussi restreinte : le Vial n'est en effet qu'une écaïlle de couverture, certes importante, mais dont le recouvrement est tout au plus d'ordre kilométrique. La dureté de la microgranodiorite de Saint-Antonin, ainsi qu'un climat de type méditerranéen, à précipitations fortes alternant avec des saisons sèches, peuvent également expliquer le transport de ces éléments sur de longues distances. Il conviendrait cependant de s'assurer, par quelques datations radiométriques, de l'âge de cette roche car elle pourrait tout aussi bien correspondre à un stock subvolcanique calco-alcalin d'âge alpin semblable à celui de l'Esterellite, mis en place dans l'environnement immédiat du futur synclinal de Saint-Antonin, et pourquoi pas au sein des sédiments finimésozoïques actuellement chevauchés par l'écaïlle du Vial...

Des granites monzonitiques à tendance microgrenue, à grenat, présents seulement dans la

première formation détritique, sont par ailleurs rapprochés du granite circonscrit de l'Argentera par quelques auteurs (M. BOUCARUT et J. BODELLE, 1969), hypothèse réfutée par d'autres (S. TOURE *et al.*, 1981).

Pour la région de Saint-Antonin donc, les galets de roches endogènes seraient d'origine méridionale, relativement lointaine, et peut-être nord-orientale, proche.

Parmi les roches sédimentaires enfin, des galets de Cénomaniens à *Ostrea columba* et de calcaires nummulitiques à Algues lithothamniées révèlent l'existence d'apports locaux (J. BODELLE, 1971) issus des marges mêmes du bassin sédimentaire.

Dans les affleurements de la haute vallée de la Tinée, deux niveaux-repères de poudingues renferment des dragées de quartz filonien et des éléments remaniés de quartzites, de gneiss, de granites monzonitiques et alcalins parfois porphyroïdes, d'aprites, de microgranites, de rhyolites, des galets de grès, de calcaires gréseux, de calcaires bioclastiques, ainsi que des chailles et des silex (S. JEAN *et al.*, 1985).

L'étude typologique des zircons des éléments de roches endogènes (J.-P. PUPIN et G. TURCO, 1981) montre que les roches grenues sont calco-alcalines, probablement issues d'une même lignée magmatique, comparables aux faciès centraux du granite de l'Argentera, sans cependant être strictement identiques. Les volcanites, parmi lesquelles les auteurs identifient des rhyodacites, des "monzorhyolites" et des rhyolites alcalines diffèrent des bésimaudites du Briançonnais liguré et n'ont "aucun équivalent régional connu", mais présentent des affinités avec les ignimbrites de l'unité subbriançonnaise d'Allos-Pelat ainsi qu'avec les roches des séries calco-alcalines du premier cycle corse. Quant aux roches métamorphiques, il s'agirait de faciès banals qui ne possèdent que des "affinités non significatives" avec le cristallophyllien de la partie nord-ouest de l'Argentera.

Le stock de roches sédimentaires renferme des calcaires nummulitiques à faune de la biozone A (limite Lutétien-Bartonien), dont les faciès sont comparables aux calcaires de même âge des Alpes maritimes italiennes. Leur origine serait donc sud-orientale, ce qui est en accord avec le déroulement de la transgression paléogène, les dépôts carbonatés plus occidentaux appartenant aux biozones B et C (cf. fig. 53, p. 123). Des galets de calcaires du Crétacé inférieur, assez abondants, correspondent par contre à des faciès inconnus dans l'environnement immédiat des Grès d'Annot, mais qui pourraient provenir "des prolongements de la plate-forme provençale vers l'Est".

b. Les minéraux lourds.

À l'Ouest du dôme de Barrot, les analyses effectuées par l'équipe de Y. GUBLER (1958), ont permis de distinguer trois zones de répartition des minéraux lourds :

- une zone sud (Rouaine, Saint-Antonin), dans laquelle prédominent des grenats, de la staurotide, du disthène et de l'andalousite, minéraux caractéristiques de la Provence cristallophyllienne ;
- une zone nord (Restefond, Lauzanier, Lauzet, Colmars), caractérisée par l'abondance de la tourmaline, du rutile, du zircon et par la présence de grenats ;
- une zone correspondant aux régions d'Annot, d'Argenton et du Coulomp, qui est intermédiaire entre les deux précédentes.

Y. GUBLER situe la limite entre les zones nord et sud à la latitude de Castellet-les-Sausses et d'Argenton et conclut à deux origines distinctes du matériel détritique, l'une méridionale, l'autre septentrionale, cette dernière en relation avec la couverture permo-triasique de l'Argentera.

L'analyse des minéraux lourds effectuée par D.J. STANLEY (1961, 1965) est en bon accord avec celle de Y. GUBLER. D.J. STANLEY conclut à l'existence de deux aires de répartition principales situées l'une au Sud, l'autre au Nord du dôme de Barrot, séparées par une zone de mélange dans laquelle le pourcentage de la staurotide, du disthène et des grenats diminue rapidement, sur moins de 4 km, vers le Nord, ces minéraux étant relayés par un cortège "grenats-résistants-apatite" puis "zircon-rutile-tourmaline-apatite" provenant du Nord-Est. L'auteur adopte l'hypothèse de Y. GUBLER en ce qui concerne la source septentrionale.

Dans le synclinal de Saint-Antonin, l'association chlorite-épidote-grenats se surimpose à la staurotide et au disthène dès la base de la première formation détritique, ce que J. BODELLE (1971) interprète comme une preuve de l'origine corse (alpine) d'une partie des terrigènes, relayant dans le temps les apports typiquement provençaux.

A.H. BOUMA a donné en 1958, une analyse des minéraux lourds des grès du synclinal de Peira Cava. Les prélèvements effectués dans la partie méridionale du synclinal, sur toute l'épaisseur de la formation (Col de l'Orme - Cabanette) fournissent un spectre caractérisé par l'abondance des grenats et du zircon, la présence de tourmaline et de rutile. La staurotide, le disthène et le chloritoïde ne sont que très peu représentés. Ces minéraux sont souvent absents, notamment dans les grès de base et dans les grès de la partie supérieure de la coupe.

c. L'analyse séquentielle et les paléocourants.

L'analyse séquentielle des Grès d'Annot, la cartographie détaillée des corps sédimentaires montrent que la majeure partie de la formation s'est déposée suivant des processus gravitaires allant des flots de débris ("débris-flows") aux turbidites plus ou moins diluées (C. RAVENNE *et al.*, 1987). Le matériel détritique s'agence selon des structures qui s'apparentent aux "Deep Sea Fans" et plus particulièrement au modèle de cône sous-marin à haute efficacité de transport de Mutti (X. LE VARLET et J.-P. ROY, 1984). Schématiquement, le bassin paléogène se présentait, lors du dépôt des grès, comme une gouttière orientée selon les directions structurales actuelles de la chaîne dans les Alpes maritimes, dont le fond était accidenté et découpé en plusieurs sous-bassins atteignant des profondeurs estimées à 3500 mètres. Le matériel progressait dans cette gouttière, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, selon une série de lobes chenalisés de direction subparallèle S→N au Sud de l'Argentera et du dôme de Barrot, SE→NW au-delà et jusqu'aux abords du massif du Pelvoux. Le contact des grès avec les marnes sous-jacentes s'effectuait par l'intermédiaire de "onlaps" progressant de l'Est vers l'Ouest en Ligurie, à Peira Cava et Annot, du Nord-Est vers le Sud-Ouest dans le massif du Tournaiet et celui des Quatre-Cantons, du Nord vers le Sud dans le massif des Trois Évêchés (C. RAVENNE *et al.*, *op. cit.*). En ce qui concerne l'origine du matériel détritique, et en fonction de l'analyse des paléocourants, les sédimentologues optent, dans leur grande majorité, pour une province distributive méridionale unique assimilée au bloc "corso-sarde", bien que des courants de transport NE→SW, E→W et W→E aient également été relevés au Nord de Tende (P.H. KUENEN *et al.*, 1957), dans les hautes vallées de la Tinée et du Var (D.J. STANLEY et E. MUTTI, 1968 ; M. CREMER et C. RAVENNE, 1981), dans le massif des Trois Évêchés, à Chalufy, au Mouriès et au rocher du Carton (I. INGLIS *et al.*, 1981).

Quels sont les points communs qui peuvent être dégagés de ces études ? Quels sont les éléments de convergence avec les données issues de l'analyse TL ?

La direction d'allongement générale SE-NW du bassin, sa relative étroitesse (# 100 km), les directions de transport des matériaux S→N à SE→NW, mais aussi NE→SW, E→W et W→E, la présence d'une importante province distributive méridionale sont autant de faits indiscutables. L'existence, au Paléogène, d'un massif de l'Argentera embryonnaire, à cœur cristallin, paraît

¹⁸ Terminologie de P. BORDET (1951) et de M. BOUCARUT (1971).

par contre discutable compte tenu des conclusions contradictoires des auteurs et des données de terrain précédemment développées. Les données de la thermoluminescence sont en accord avec cette ébauche de schéma paléogéographique qui ne permet cependant pas d'expliquer l'ensemble des faits établis par la méthode analytique. On a vu que l'évolution latérale et verticale des paramètres de thermoluminescence nécessitent notamment l'existence de deux zones-sources majeures sur la marge interne du bassin paléogène. Ces deux zones sources – les cordillères médio-alpines ignimbritiques et les nappes de Flyschs à Helminthoïdes – se succédant dans le temps et mêlant successivement leurs matériaux à ceux de la province distributive méridionale définissent une zone centrale de mélange dans le bassin paléogène. Or, la position géographique de cette zone de mélange correspond à peu de choses près à celle proposée par Y. GUBLER à partir de l'analyse des minéraux lourds, que l'auteur situe, à l'Ouest du dôme de Barrot, à la latitude de Castellet-les-Sausses et d'Argenton. Bien plus, D.J. STANLEY évalue à 4 km la largeur de la zone de "mixage" des différents cortèges nord et sud, ce chiffre étant du même ordre de grandeur que celui dégagé à partir de la TL. Quant aux remarques de A.H. BOUMA (1958) concernant la faible représentation de la staurotide, du disthène et du chloritoïde dans le flysch du synclinal de Peira Cava et l'absence de ces mêmes minéraux dans les grès de base et dans les grès sommitaux de la coupe "col de l'Orme-Cabanette", elles trouvent leur équivalent en TL : le matériel détritique de ce synclinal se caractérise en effet par des rapports $R_{1,3}$ voisins de 50 au Sud, donc par des apports externes et internes en proportions équivalentes, les valeurs les plus faibles de ce rapport se rencontrant à la base et au sommet de ladite coupe.

Un autre élément de convergence est à relever entre les données sédimentologiques et la thermoluminescence : il s'agit du dessin des lobes chenalisés et des directions des "onlaps" (C. RAVENNE *et al.*, 1987) qui peuvent être rapprochés du dessin des lignes isofactes de TL et de leur déplacement temporel progressif vers les externides. Les translations sont en tous points comparables et ne peuvent être dues qu'à des mécanismes tectono-sédimentaires identiques. Le déplacement des "onlaps", témoins des paléopentes, dans un bassin à remplissage détritique correspond pour l'essentiel à la migration des zones les plus profondes et les plus subsidentes de ce bassin. Il paraît évident que ce phénomène ait été sous la dépendance de la structuration de la marge interne – qui n'est pas une marge passive – du bassin paléogène dans les Alpes maritimes, cette structuration induisant progressivement une remontée des fonds marins et rejetant vers l'Ouest-Sud-Ouest, le Sud-Ouest ou le Sud-Sud-Ouest les lignes de rivage et les zones de sédimentation.

Quelques points de divergence existent dans la haute vallée de la Tinée où les lobes chenalisés ont une direction NW-SE, alors que les isofactes de TLN sont compliquées par une structure lobée mal définie certes, mais qui paraît oblique sur cette direction (cf. fig. 58).

La participation des nappes de Flyschs à Helminthoïdes au comblement du bassin paléogène des Alpes maritimes a récemment été minimisée par S. JEAN *et al.* (1985), sur la base de l'existence de paléocourants S→N et SE→NW dans les grès. Outre les interprétations divergentes que l'on puisse donner des paléocourants – les courants de transport sont-ils en relation avec la topographie d'un bassin à remplissage détritique ou avec la position de ses provinces distributives ? –, le fait que d'autres directions aient été relevées dans le Paléogène des abords du front pennique (cf. *supra*) et contrairement à l'opinion émise par les auteurs cités en référence, des paléocourants S→N et surtout SE→NW ne sont pas en opposition avec mon hypothèse. Il suffit pour cela de revoir les directions de translation supposées des nappes de Flyschs à Helminthoïdes à la lumière des analyses microstructurales récentes concernant la nappe du Parpaillon (O. MERLE et J.-P. BRUN, 1981) et de l'interprétation que proposent P. MAURY et L.E. RICOÛ (1983) de la zone subbriançonnaise. Le coulisement senestre de cette nappe, de son équivalent ligure – le feston "San Remo-Saccarel" – et de la nappe de l'Autapie, le long de la limite séparant les domaines externe et briançonnais et ce, depuis une patrie d'origine des flyschs allochtones qui se situerait non plus à l'Est et au Nord-Est de l'Argentera, mais au Sud-Est comme commencent à le proposer les géologues transalpins, permet de concilier les directions dominantes des paléocourants avec des apports en provenance de ces flyschs progressant vers le NW au cours même du dépôt des Grès d'Annot. La généralisation de ce mécanisme aux cordillères médio-alpines permet d'expliquer, d'une part, leur émergence dès la fin du Mésozoïque, d'autre part, la distribution hétérochrone et géographiquement décalée des éléments roulés de leurs ignimbrites rhyolitiques et dacitiques dans le Subbriançonnais et le domaine externe, le dépôt des poudingues à volcanites débutant au cours de la biozone A dans le Subbriançonnais tendasque et dans le domaine externe brigasque et se poursuivant au cours de la biozone B, plus au Nord, dans le Subbriançonnais de l'Ubaye et dans le domaine externe de la bordure méridionale de l'Argentera (cf. *supra*, p. 124 et fig. 53).

Ce modèle permet également d'expliquer l'existence de cortèges évolués de minéraux lourds

en direction de l'Est et du Nord-Est dont les sources du matériel gréseux "were mostly coarse clastic formations and not crystalline terranes" d'après D.J. STANLEY (1965), la présence de roches typiquement alpines – gabbros à diallage et radiolarites – à Saint-Antonin, de galets de calcaires à Nummulites de la biozone A – donc d'origine est ou sud-est – dans les grès de la haute vallée de la Tinée, de blocs hétérométriques de calcaires à pistes d'Helminthoïdes tant dans l'olistostrome paléogène de La Brigue que dans les bassins régressifs de type Clumanc, Saint-Lions et Barrême. Quant aux calcaires de plate-forme d'âge crétacé inférieur remaniés dans les grès de cette même région, leur origine peut être briançonnaise et non pas provençale, les deux domaines présentant de grandes similitudes lithologiques au Sud de la chaîne alpine.

Ce modèle nécessite que les provinces distributives cristallines des Flyschs à Helminthoïdes et des Grès d'Annot de la partie méridionale et occidentale du bassin paléogène aient été pétrogénétiquement très différentes : les caractères TL de leurs matériaux détritiques respectifs sont en effet nettement distincts ($R_{1,3} < 50$ et $R_{1,3} > 50$) et on ne peut invoquer pour les uns et pour les autres une origine commune à partir d'un seul massif "corso-sarde" comme conduisent à le supposer les études sédimentologiques récentes portant sur le Paléogène externe (S. JEAN *et al.*, 1985 ; C. RAVENNE *et al.*, 1987) et sur les flyschs du feston "San Remo-Saccarel" (M. VANOSSI *et al.*, 1984).

Ce modèle, enfin, a les implications suivantes :

- il considère l'ensemble des flyschs alpins crétacés et tertiaires comme des formations syntectoniques génétiquement liées, se remaniant les uns les autres, en relation avec la déformation progressive qui affecte les internides puis les externides entre l'Albien terminal (D. HACCARD *et al.*, 1972) et l'Oligocène ;

- il admet que les divers flyschs, dont les dépôts obéissent à une logique géodynamique commune qui leur est propre, fonction de la collision Afrique-Europe et de la position de la zone de suture des deux plaques, puissent être des suites lithologiques naturellement tronquées à l'origine, reposant sur des substratums de nature, de géométrie, de position paléogéographique et d'âge différents, fonctions de l'état de la déformation et de sa progression dans les zones en cours de structuration ;

- il repose enfin le problème de l'origine des nappes de Flyschs à Helminthoïdes, classiquement considérées depuis plusieurs années

comme issues d'un, voire deux bassins, ultrabriançonnais, piémontais, et/ou austro-alpin pour la nappe de l'Autapie (C. KERCKHOVE, 1969). Les divers flyschs à Helminthoïdes des Alpes maritimes, comme ceux de l'Embrunais d'ailleurs, peuvent en effet s'être déposés dans un ou des bassins structurellement indépendants des zonéographies paléogéographiques antérieures – puisque liés à des périodes de déformation majeure de la croûte – puis avoir été amenés dans leur position actuelle grâce à l'intervention de mécanismes tectoniques où le coulisement l'emportait largement sur le chevauchement. La présence actuelle de klippe de flyschs allochtones sur le Briançonnais pourraient alors résulter de débordement latéraux des matériaux lors de leur coulisement senestre, aussi bien dans le domaine ligure que dans l'Embrunais ; ces klippes ne prouveraient pas obligatoirement l'origine ultrabriançonnaise de tous les Flyschs à Helminthoïdes, la thèse d'une origine "courte" de ces flyschs, soutenue par A. GUILLAUME il y a deux décennies, redevenant alors, *pro parte*, d'actualité.

1.3 - LES DÉFORMATIONS ALPINES DANS LES ALPES MARITIMES. RELATIONS ENTRE TECTONIQUE ET SÉDIMENTATION.

L'interprétation géodynamique des bassins nummulitiques alpins nécessite la connaissance des déformations subies par leur substratum et leurs bordures au cours du cycle sédimentaire paléogène et la mise en relation de ces déformations avec le dépôt des divers lithofaciès. L'analyse microstructurale du tégument carbonifère et permotriasique de l'Argentera et de sa couverture sédimentaire décollée permet de préciser les aspects qualitatifs et quantitatifs de ces déformations, d'établir leur chronologie relative et de déceler les rapports entre la tectonique semi-profonde, la tectonique superficielle et la sédimentation paléogène dans les Alpes maritimes.

Cette étude, réalisée en collaboration avec P. GUARDIA (1985, 1986) a fait l'objet de deux publications, l'une à la Société Géologique de France, l'autre à l'Académie des Sciences.

1.3.1 - Les déformations du tégument du massif de l'Argentera.

Le massif cristallin de l'Argentera présente sur ses bords ouest et sud d'importants dépôts carbonifères, permians et triasiques marquant par leur transgressivité et leur extension spatiale de plus en plus marquées, l'effacement progressif des reliefs hercyniens (cf. *supra*, p. 120). Cet ensemble sédimentaire, resté solidaire du socle pendant la tectogenèse alpine, est appelé tégument.

1.3.1.1 - La tectonique du tégument.

Je décrirai successivement la géométrie des surfaces antérieures à la déformation, puis celle des surfaces créées au cours de la déformation.

a. Les plis des surfaces de stratification (S0).

Ces plis, qui sont la résultante de toutes les phases de déformation souple intervenues après la période hercynienne, voient leur style évoluer suivant des domaines géographiques distincts.

• Dans le **Barrot**, les surfaces de S0 ne sont plissées que par le bombement d'ensemble du dôme.

• Dans la **Tinée sud**, la **Vésubie**, la **vallée de la Roya** et à la **Roca del Abis**, les surfaces de S0 dessinent, pour le Permien, des ondulations à grand rayon de courbure, le plus souvent discrètes, rarement observables en plis complets (viaduc du Scarasson dans la vallée de la Roya, vallée des Merveilles). De Belvédère à Berghe, à l'extrémité méridionale du massif de l'Argentera, le tégument est, de plus, affecté par une flexure E-W visible sur 17 km, qui redresse la formation supérieure du Permien sur une largeur d'au moins 2 km.

• Dans la **Tinée nord**, la **Vionène** et le **vallon de Roya**, les plis sont plus accentués, soulignés au niveau des charnières synclinales par les quartzites de la formation triasique inférieure. De géométrie complexe, ces plis déversés au Sud-Ouest ont des charnières irrégulièrement arrondies et des flancs à tendance isoclinale. Les synclinaux sont, dans la plupart des cas, plus aigus que les anticlinaux.

• Dans les **fossés houillers du cirque de Férissou**, les plis sont d'échelle décimétrique, légèrement déjetés et assez serrés.

b. La schistosité régionale S1 : évolution spatiale et géométrie (fig. 61).

Le tégument de l'Argentera est affecté par au moins une schistosité dont on peut observer la continuité dans l'ensemble du massif contrairement à ce qu'affirment S. BOGDANOFF et J.-J. SCHOTT (1977). Cette schistosité se retrouve, plus fruste, dans une partie du dôme de Barrot.

De direction moyenne N115°E dans le dôme de Barrot et le secteur Tinée-Vésubie nord, la schistosité régionale passe à une orientation N95°E dans le secteur Vésubie sud - Gordolasque - vallon des Graus - Roya sud. En Roya nord, elle évolue entre N108°E et N130°E.

Les pendages de la schistosité régionale sont souvent redressés et dirigés vers le Nord à l'exception de trois zones :

- dans la Gordolasque *p.p.*, le vallon des Graus et la Roya sud, la schistosité régionale se couche et va jusqu'à se renverser vers le Sud en raison de la flexure qui affecte la terminaison méridionale du massif de l'Argentera ;

- dans les Merveilles, et plus précisément dans la formation du même nom, cette schistosité, qui plonge régulièrement au Nord, est également peu pentée, avec une valeur moyenne de 37°NE. Ces pendages faibles peuvent être expliqués par le cisaillement différentiel de la formation des Merveilles, en majeure partie pélique, entre celles plus grossièrement détritiques de l'Inferno et du Bego ;

- sur le revers interne du massif, à la Roca del Abis, la schistosité régionale est exceptionnellement pentée au Sud (58°SW en moyenne). Elle n'est pas visible dans les affleurements voisins de la cime de Barchenzana.

Les linéations d'intersection de la schistosité régionale et de la stratification, ainsi que les linéations d'axes de microplis, ont des directions constantes à l'échelle hectométrique mais présentent des variations régulières à l'échelle du massif. La schistosité régionale évolue depuis une schistosité de "fracture" matérialisant les plans de dissolution de la roche, jusqu'à une schistosité de flux due à la cristallisation des minéraux phylliteux. Ces cristallisations, d'abord limitées au voisinage des surfaces de dissolution entre microlithons, peuvent affecter la totalité de la roche dans les secteurs les plus déformés (A.W.B. SIDDANS, 1980).

Dans le Carbonifère de Las Crôtas (Férissou), la schistosité régionale pénétrative est orientée N60-75°E, avec des pendages nord de l'ordre de 55 à 60 degrés. Les directions sont obliques sur celles relevées dans les affleurements permien limitrophes. Elles pourraient être en relation avec la direction des structures anté-schisteuses à remplissage carbonifère, dont l'orientation particulière aurait guidé localement l'apparition des plans de discontinuité dans les matériaux lors de la schistogénèse.

c. La schistosité locale S2.

Certaines pélites présentent un débit en frites caractéristique qui correspond à l'existence d'une schistosité de "fracture" supplémentaire. La schistosité régionale, qui est génétiquement liée au microplissement de S0, ne correspond à aucune déformation des surfaces de la schistosité locale. Cette dernière lui est donc postérieure. Rarement observable en Tinée où elle présente des directions apparemment anarchiques et des pendages variables mais à dominante Sud, la seconde schistosité est plus fréquemment visible dans le vallon des Graus, où sa direction moyenne est N120°E et son plongement proche de la verticale. Dans la vallée de

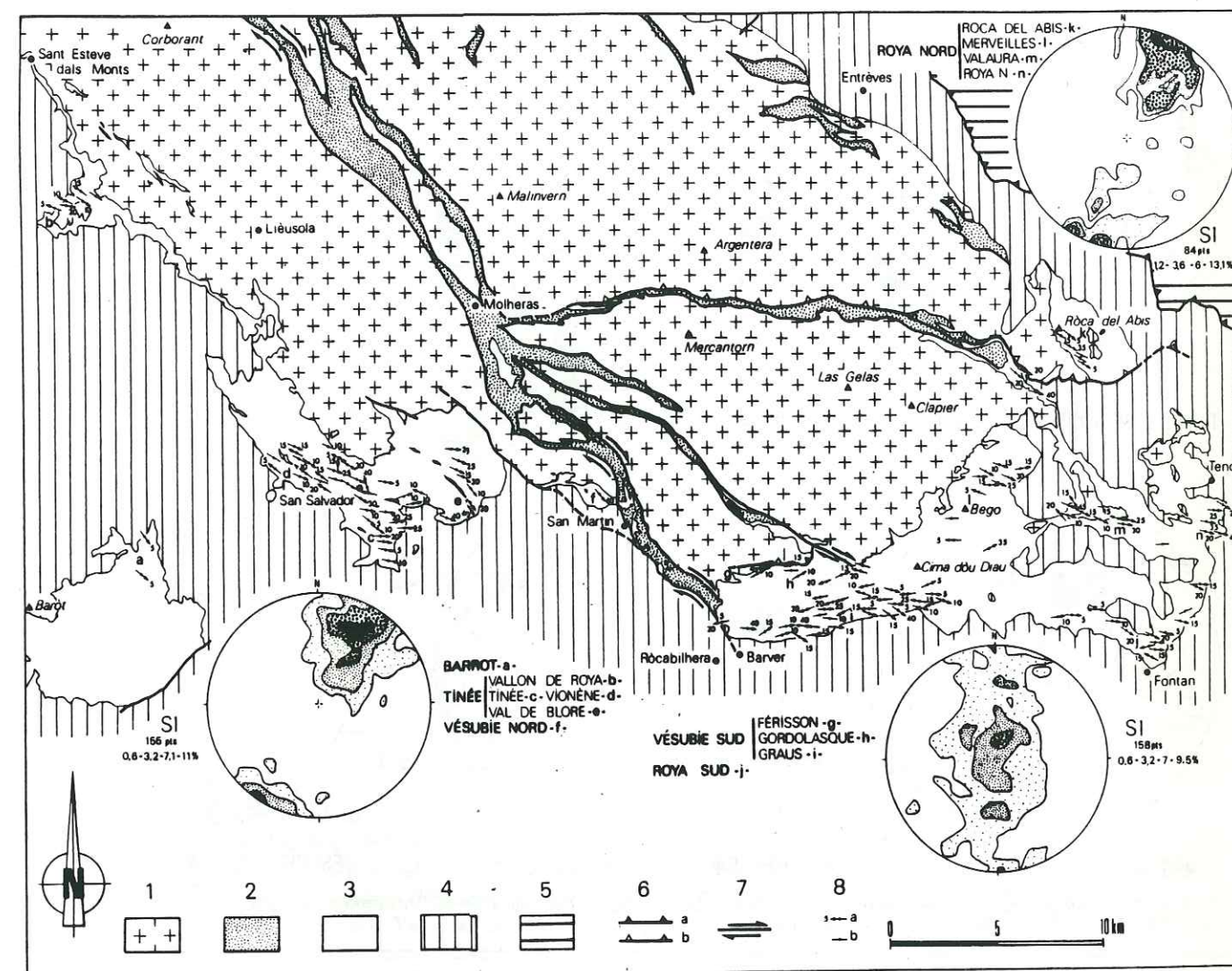


Fig. 61. - Carte des linéations L1 mesurées dans le tégument du massif de l'Argentera et le dôme de Barrot.

1. Socle anté-carbonifère ; 2. Principaux couloirs mylonitiques ; 3. Tégument ; 4. Couverture décollée ; 5. Unités internes ;
 6. Chevauchements majeurs (a : nappes alpines ; b : socle externe) ; 7. Décrochements majeurs ; 8. L1 (S0/S1)
- (a : la flèche indique le sens de plongement et la valeur en degré ; b : linéation horizontale).
- Stéréogrammes** : projections des pôles des plans de S1 (hémisphère supérieur, canevas équisurface) pour les trois grands secteurs distingués.

la Roya, et contrairement à l'opinion de A. GUILLAUME et J.-F. TOUSSAINT (1965), il n'existe aucune structure tectonique assimilable à S2, hormis à proximité du village de Berghe près Fontan où les pélites présentent par places un débit en frites.

Dans le vallon des Graus, S2, toujours redressée, n'a donc pas été basculée de façon importante depuis sa naissance. La flexure E-W localisée entre Vésubie et Roya lui est donc antérieure. Les linéations d'intersections d'axe de

microplis sont constantes en direction dans le vallon des Graus (N106°E, 06) et se répartissent sur un grand cercle N125°E plongeant au Nord dans la Tinée (cf. fig. 62)

Au voisinage du "front supérieur de schistosité" peut être observé un débit en crayon (*pencil cleavage* des auteurs anglo-saxons), qui résulte du découpage de la roche par plusieurs familles de surfaces gauches. Ces différentes familles de surfaces co-génétiques ne doivent pas être interprétées comme des schistosités successives.

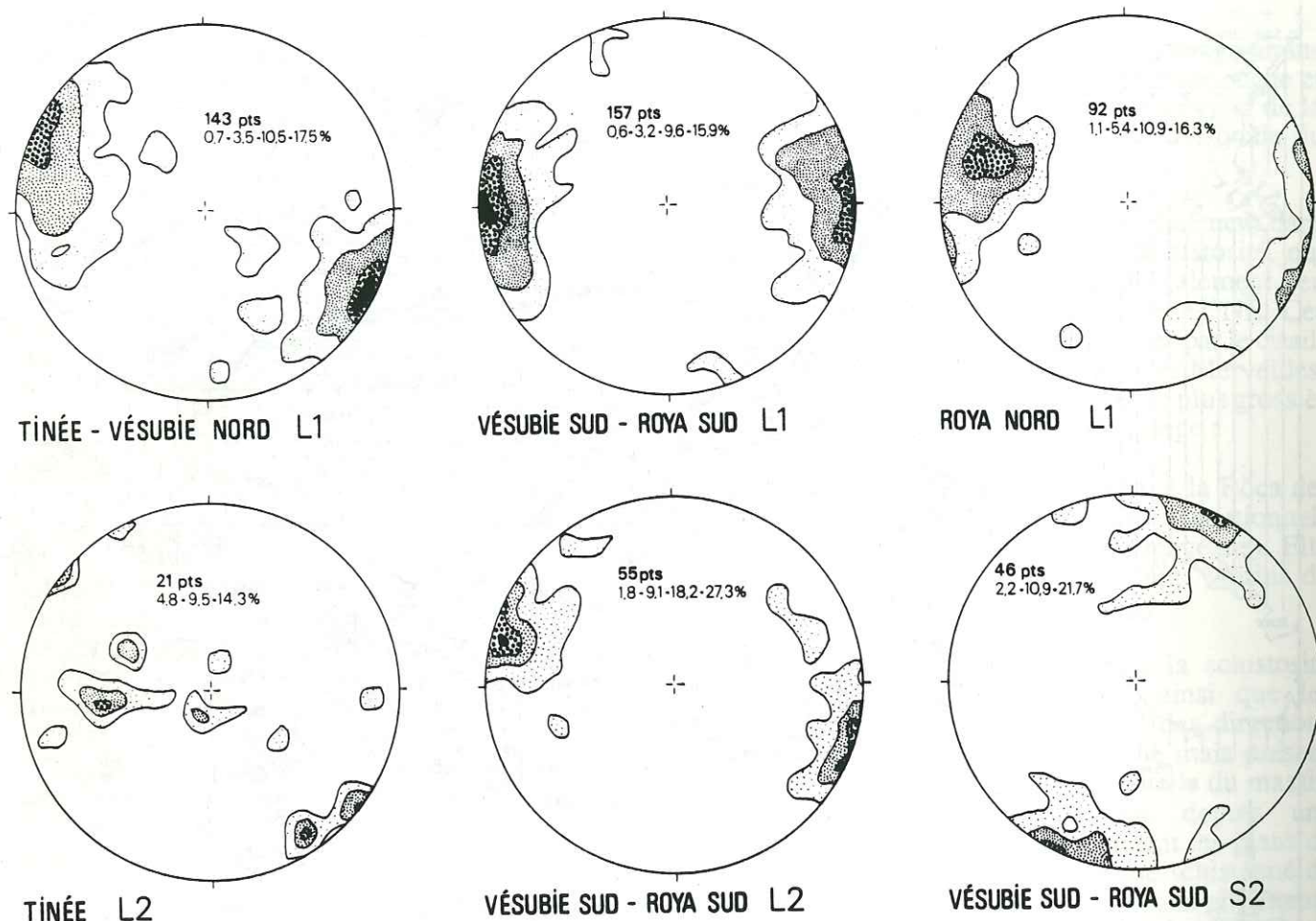


FIG. 3. — Stéréogrammes des linéations L1 (S0/S1), L2 (S1/S2) et des pôles de S2 (hémisphère supérieur, canevas équisurface).

Fig. 62. - Stéréogrammes des linéations L1 (S0/S1), L2 (S1/S2) et des pôles de S2 (hémisphère supérieur, canevas équisurface).

d. Les marqueurs de déformation post-schisteux.

En Tinée nord-Vionène, S1 est fréquemment déformée par des *kink bands*. Parmi les nombreux accidents cassants qui affectent le socle et son tégument, des failles inverses rétrochevauchantes doivent être remarquées. En Vésubie où les *kink bands* n'apparaissent que dans la couverture décollée, une fracturation de direction N350-N10°E, localement très répétitive, joue un rôle géomorphologique majeur.

1.3.1.2 - Les phases schistogènes et la déformation finie du tégument.

L'intégration par le tégument de deux déformations synschisteuses successives nécessite une analyse rétrotectonique des structures plicatives finies, afin de dégager la part prise par chaque "phase" dans leur constitution. Rappelons qu'une "phase" tectonique est individualisée chaque fois qu'un marqueur structural (pli, schistosité, faille

etc.) est engendré au cours de la déformation progressive.

a. Les plis de S1.

L'examen des coupes de la figure 63 permet d'observer des variations continues de pendage des surfaces de S1. Cette géométrie complexe peut résulter d'un état initial des surfaces de S1 ou de leur déformation.

• La S1 est-elle plissée ?

Dans une suite de matériaux lithologiquement distincts, la non-planéité des surfaces de schistosité peut être le fait de la réfraction. Les variations fréquentes de granulométrie dans les formations détritiques du tégument prédisposent au développement du phénomène, lequel est d'ailleurs visible à l'échelle des affleurements. Cependant, si l'on reporte sur des coupes les observations de surface, on est amené à dessiner des enveloppes de S1 pour lesquelles l'angle aigu entre le haut des bancs et S1

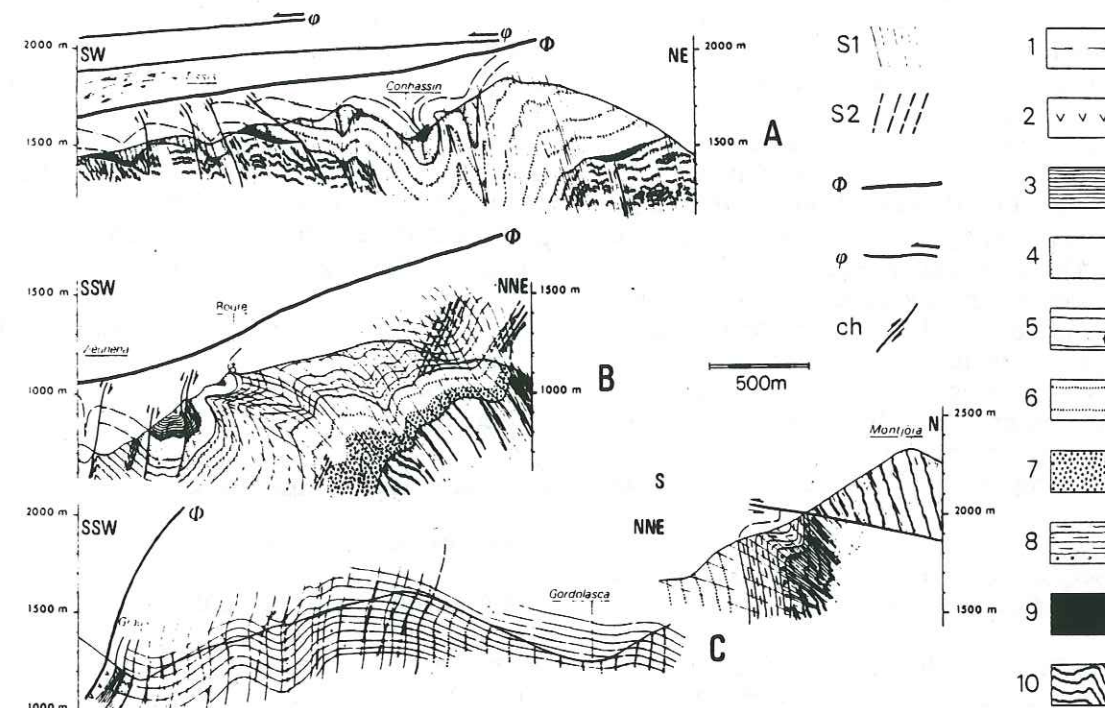


Fig. 63. - Coupes du tégument de l'Argentera.

A. Coupe au Nord du vallon de Roya ; B. Coupe à l'Ouest de la Tinée ; C. Coupe en Vésubie sud.
 Φ . Base de la couverture décollée ; ϕ . Chevauchements plurikilométriques de la couverture (Tinée nord) ; ch. Chevauchements du tégument ou du socle (A : dans le vallon de Roya, certains chevauchements, à vergence externe, reprennent des accidents ayant joué un rôle important au moment des distensions permienues comme le montrent les variations de faciès du Permien de part et d'autre ; B : dans la vallée de la Vionène, ces chevauchements à vergence interne reprennent des accidents décrochants) ;
 1. Couverture ; 2. Cargneules du Trias moyen ; 3. Pélites siliceuses du Trias inférieur ; 4. Quartzites et poudingues du Trias inférieur ; 5. Pélites localement arkosiques (a) des formations de Saint-Sauveur - Barrot et de Capeiroto ; 6. Arkoses et poudingues de la formation du Bego ; 7. Arkoses silicifiées (arkoses de Laghé : coupe B) ; 8. Niveaux volcano-sédimentaires assimilés à la formation des Meraviglie/Merveilles, arkoses grises et pélites noires attribuées au Stéphanien ; 9. Autunien du vallon de Roya ; 10. Socle (en trait fort, la foliation anté-alpine).

change de côté par rapport à S1 pour une même enveloppe. Ceci est incompatible avec un simple phénomène de réfraction lié à une seule phase schistogène, pour lequel cet angle change de valeur certes, mais dans des limites telles qu'il reste toujours du même côté de la surface S1. Cet aspect géométrique des relations entre S0 et S1 est particulièrement net sur les coupes du Tremenil dans le vallon des Graus (cf. fig. 63, C). Dans le vallon, de Rôca Rossa, l'existence d'un pli antiformal pluri-hectométrique de S1 permet d'observer, sur le terrain, le changement de côté de l'angle S0/S1 tel qu'il est défini ci-dessus.

Certains synclinaux à cœur triasique de la vallée de la Vionène voient la partie supérieure de leurs flancs converger vers le plan axial. Seule une déformation souple polyphasée peut expliquer cette géométrie. Les variations de pendage de S1 associées à ces flancs correspondent donc à un plissement de la schistosité régionale.

• Les plis de S1 sont-ils en rapport avec la formation d'une S2 ?

La schistosité locale S2 est accompagnée, dans le vallon des Graus et dans la Vionène, par une crénulation de S1 dont l'axe est parallèle à la linéation d'intersection S1/S2. Quelques plis décimétriques de S1, visibles aux environs de Roure (Colet del Fabre), de Saint-Sauveur-sur-Tinée (Lo Giut, La Vinheta) et de Rimplas (D 2205, La Frassinea), ont leur axe parallèle à la linéation d'intersection S1/S2. Dans les pélites permienues, de minces lits carbonatés ou à matériel détritique plus grossier sont déformés en meneaux pluricentimétriques ou en prismes losangiques de taille décimétrique, lesquels admettent comme plan bissecteur de leurs dièdres aigus la schistosité S1. Dans quelques secteurs (vallon des Graus), ces prismes losangiques, qui ne doivent pas être confondus avec les figures sédimentaires de type

"mud-cracks", montrent des torsions systématiques de leur grand axe en rapport avec le développement de la schistosité locale S2.

Certaines taches de réduction visibles dans les pélites du vallon des Graus sont aplaties dans le plan de S1, mais s'allongent suivant la direction de L2. Une partie de l'aplatissement de l'ellipsoïde de la déformation finie doit donc être rapportée à la seconde phase schistogène. Dans ce vallon et sur le Tremanil, les axes P2 des mégastructures de S1 ont une orientation générale N80°E, oblique par rapport à l'orientation des linéations L2 (S1/S2). Aucune structure souple, schistosité, ou linéation, postérieure aux plis P2 n'étant décelable sur le terrain, cette obliquité peut être interprétée par un aplatissement inhomogène du tégument réalisé au cours de la phase 2.

• Conséquences mégamétriques de la seconde phase synschisteuse.

L'aspect particulier de la phase 2, irrégulièrement développée entre la Tinée et la Roya révèle, avec d'autres éléments, une évolution dynamique non cylindrique des bordures de l'Argentera pour lesquelles peuvent être distingués trois domaines :

– bord ouest (Tinée). L'angle formé par S0 et S1 étant faible, la schistosité régionale et la stratification sont déformées conjointement par les plis P2 ;

– bord sud-est (Vésubie sud). La schistosité régionale est plissée, alors que la stratification l'est beaucoup moins. Ce phénomène apparemment contradictoire est la conséquence de la flexuration E-W du bord sud de l'Argentera qui, intervenant entre les deux phases schistogènes, bascule de 90 degrés S0. Celle-ci devient alors presque parallèle à S2 et subit lors de la schistogénèse un aplatissement perpendiculaire à son toit et à son mur, tandis que S1 qui fait des angles forts avec S0 sera plissée ;

– bord est (vallée de la Roya). La schistosité locale n'étant pas visible dans le tégument, les conséquences mégamétriques d'une seconde phase ne peuvent être discutées.

b. Les plis P1 synschisteux.

• Géométrie initiale des plis P1.

Là encore l'intensité plus ou moins forte de la schistogénèse et l'enchaînement différent des événements tectoniques postérieurs obligent à considérer plusieurs domaines :

– Vallon de Roya – Tinée nord-Vionène – Val de Blore. L'aplatissement dû à la première phase schistogène est très fort (R.H. GRAHAM, 1978 ; A.W.B. SIDDANS, 1980). Celui de la seconde phase est par contre très modeste. Les plis actuellement observables reflètent donc assez bien l'allure des plis anisopaques P1 synschisteux.

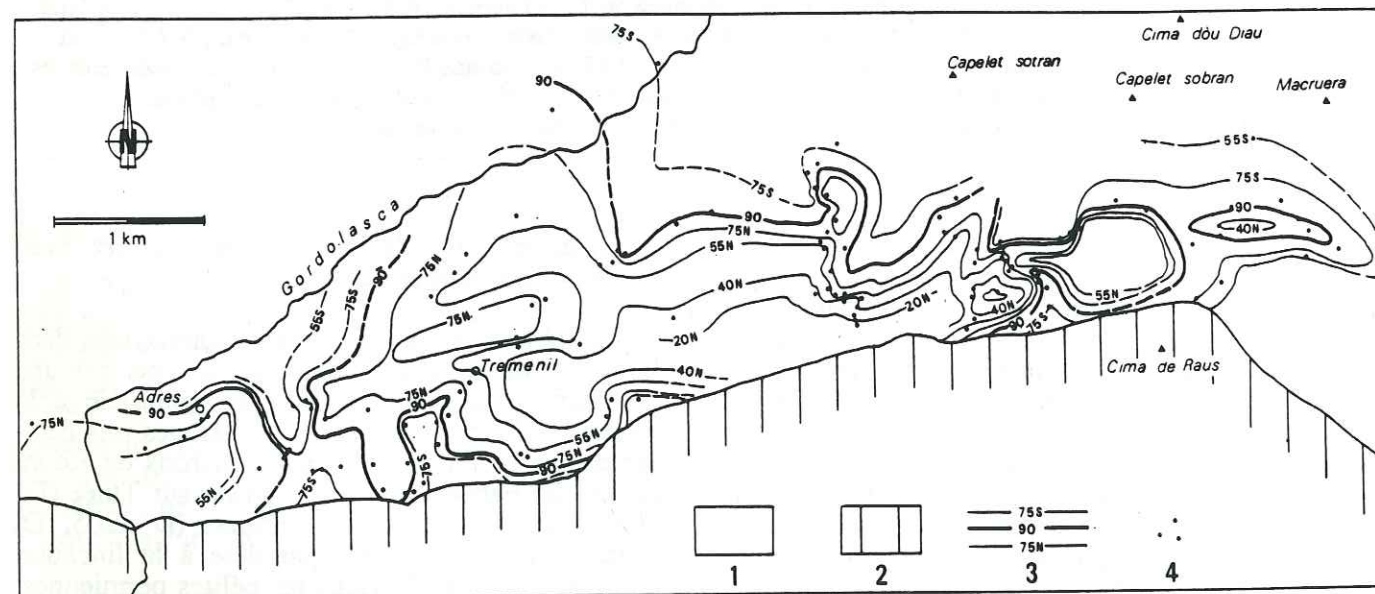


Fig. 64. - Carte des isogones des angles S1/S0 au Nord du vallon des Graus (Vésubie sud).

1. Tégument ; 2. Couverture ; 3. Isogones, angles portés en degrés, flanc nord (N) ou sud (S) "d'anticlinal" ; 4. Point de mesure.

– Tinée sud - Vésubie - Roya.

. *Secteurs à S2 et plis P2 de S1.* Le plissement de S1 au cours de la seconde phase synschisteuse, consécutive au basculement du tégument provoqué par la flexure bordière méridionale, entraîne obligatoirement une modification des angles S0/S1. De ce fait, l'allure des plis que l'on peut reconstituer par une analyse microtectonique fine ne reflète absolument pas le style des plis P1. La carte des isogones des flancs de plis montre bien l'influence de la phase 2 sur leur géométrie (fig. 64). On peut théoriquement, par la superposition de deux déformations semblables orthogonales, obtenir des isogones fermées telles que celles du vallon des Graus. Dans ce cas, les charnières des plis initiaux ne sont évidemment pas conservées. Seules les lignes d'inflexion le sont. Ceci posé, il reste cependant possible de donner une idée de l'allure des plis P1. En effet, les angles S0/S1 sont, sauf exception, toujours forts, ce qui est l'indice de plis à très grand rayon de courbure dont la longueur d'onde demeure indéterminée.

Les angles S0/S1 inférieurs à 50 degrés concernent tous des "flancs nord d'anticlinaux". Les valeurs les plus faibles cantonnées au bas du vallon de la Fèstola et aux Granges du Colonel ne sont associées, sur le terrain, à aucune structure plicative serrée qui devrait leur correspondre. Leur présence pose un problème d'interprétation. Deux hypothèses peuvent être envisagées. La première explique ces angles faibles par le phénomène de réfraction de la schistosité dans les couches arkosiques de granulométrie contrastée qui, dans ces secteurs, forment le passage entre les deux membres de la formation supérieure permienne. Mais des alternances granulométriques comparables ne s'accompagnent pas, ailleurs, de réfractations aussi importantes. La seconde hypothèse fait intervenir une modification des angles S0/S1 d'origine, en relation avec les déformations postérieures à la première schistogénèse – flexuration ou phase 2 – entraînant le cisaillement des bancs à grain fin entre les bancs grossiers. L'allongement de nodules carbonatés (fig. 65), qui montrent par rapport à S1 une rotation de sens contraire en relation avec le pendage de la schistosité est un argument en faveur d'une intervention de la seconde phase schistogène sur la modification des angles S0/S1.

. *Secteurs sans S2 ni plis P2 de S1.* On peut supposer que les plis visibles actuellement (Scarasson, Merveilles) sont essentiellement dus à la phase 1. Il s'agit encore de plis anisopaques à large rayon de courbure et dont les flancs font toujours un angle fort avec le plan axial matérialisé par S1. Il existe localement, le long de couloirs étroits, des plis plus serrés (La Miniera de Valaura, vallon du Sabion).

Dans la Gordolasque, sous la cime de Montjòia, S2 n'est pas visible, sans que l'on puisse exclure l'existence d'une seconde phase, compte tenu de la forte compétence des matériaux permien qui ne prédisposent pas au développement des marqueurs structuraux de la déformation souple. Les angles S0/S1, plus faibles, correspondent à des plis plus serrés.

– Barrot. La schistosité qui affecte la bordure nord-est du dôme n'est associée à aucun pli. Elle correspond à un raccourcissement modeste (R. H. GRAHAM ; A.W.B. SIDDANS, *op. cit.*).

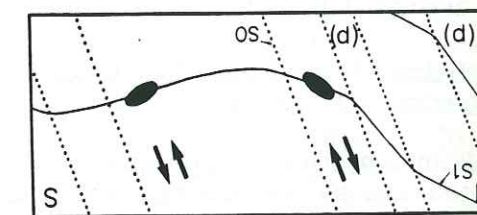


Fig. 65. - "Rotation" des nodules carbonatés dans les arkoses fines et les pélites des Granges du Colonel, liée à la déformation de S1 pendant la seconde phase schistogène.

Le cisaillement (flèches) des arkoses fines et des pélites (p) est matérialisé par la position du grand axe des nodules carbonatés par rapport au premier plan d'aplatissement (S1). Il est guidé par les plans de stratification (S0) jouant un rôle mécanique important dans un secteur où la formation de Capeiroto correspond à une alternance d'arkoses fines et de pélites.

• Relation entre flexuration bordière du massif de l'Argentera et phase 1.

La limite externe du massif de l'Argentera (socle et tégument) est formée de plusieurs tronçons distincts par leur orientation et leur géométrie :

– Bord occidental. Il correspond à un couloir N140°E de déformation intense du tégument et probablement du socle sous-jacent. La schistosité 1 étant parallèle à la limite de l'ensemble "cristallin-tégument", on ne peut exclure un début de flexuration de la bordure du massif synchrone de la première phase schistogène. Cela correspondrait alors à la naissance d'une S1 à vergence externe.

– Bord méridional. Entre Belvédère et Fontan, le tégument est affecté par une flexure majeure de direction N90°E. Cette flexure est en grande partie postérieure à l'apparition de la première schistosité. En effet, une schistosité naissant subhorizontale correspondrait à un style de plis couchés,

isoclinaux, non observés dans le tégument de l'Argentera.

— Bord oriental. La flexure, de direction N-S, ici moins marquée, est orthogonale à la schistosité régionale S1 ; elles est donc en totalité post-schisteuse.

1.3.1.3 - Les traces de la déformation du tégument de l'Argentera : des marqueurs de l'évolution dynamique alpine régionale.

L'analyse des marqueurs de la déformation, lus dans le tégument, permet de corréler l'évolution de celui-ci avec celle du socle des Alpes maritimes s.l.

a. Variabilité régionale du champ de déformation lié aux phases schistogènes.

La définition d'un champ régional de déformation pour une période de temps donnée implique l'hypothèse de la contemporanéité de chaque "phase" de schistosité (S1 et S2) sur l'ensemble de la bordure méridionale de l'Argentera. Ce postulat, vraisemblable sur cette région d'étendue limitée, permet de dresser un tableau de l'évolution d'ensemble du massif et de ses abords dans lequel seront distinguées deux périodes de schistogenèse.

• Période de formation de S1.

Dans le Permo-Trias, la direction moyenne de raccourcissement est N25°E dans le secteur Barrot - Tinée - Vésubie nord. Elle passe à N05°E en Vésubie sud-Roya sud et revient à N18°E en Roya nord (fig. 61, p. 157). Dans le détail, on constate d'importantes variations des directions de raccourcissement autour de ces valeurs moyennes :

— en Vésubie sud - Roya sud les directions de raccourcissement, que l'on peut confondre avec les pôles de S1, ont été dispersées par la rotation que leur a fait subir la flexuration du bord méridional du massif de l'Argentera. L'étalement des pôles de S1 suivant un anneau disposé symétriquement par rapport à un grand cercle vertical (cf. fig. 61) montre que la flexure correspond à une rotation autour d'un axe horizontal orienté N95°E ;

— de part et d'autre du couloir mylonitique de Ferrière-Molières-Saint-Martin-Vésubie, l'évolution des directions de raccourcissement subit une solution de continuité. Celle-ci peut être expliquée par le fonctionnement du couloir mylonitique en décrochement dextre pendant la phase de schistogenèse régionale (E.M. ANDERSON, 1951). Ce fait est illustré indirectement (fig. 61) par l'évolution des linéations L1 qui correspondent en gros à un des axes principaux de la déformation (X ou exceptionnellement Y, A.W.B. SIDDANS, 1980). Sur la figure 61, les linéations L1 présentent des

variations de direction, sans solution de continuité, localisées le long de couloirs orientés NW-SE, qui peuvent être la marque du fonctionnement de couloirs décrochants dextres dans le socle sous-jacent. Les couloirs les mieux marqués se trouvent, d'Ouest en Est, le long de la vallée de la Tinée, à la limite orientale du tégument du Val de Blore, dans le prolongement des synclinaux houillers du cirque de Férissou et à Valaura. Dans ces couloirs, le tégument est plus déformé (plis plus serrés, aplatissement des taches de réduction plus fort) que de part et d'autre. Dans l'ensemble du massif, la déformation est donc hétérogène, plus intense au niveau des discontinuités majeures du socle.

À l'échelle de la région, les S1 présentent des plongements statistiquement divergents. La conséquence des premiers stades de serrage est donc un soulèvement relatif du massif de l'Argentera par rapport à ses bordures interne et externe.

• Période de formation de S2.

En Tinée, S2 n'apparaît que le long de couloirs de direction N140°E. L'obliquité des directions de raccourcissement correspondantes et des couloirs montre que ceux-ci ont encore fonctionné, probablement en décrochements dextres, pendant cette schistogenèse. Il faut souligner que la seconde phase de schistogenèse correspond, ici, à des serrages dénotant un soulèvement relatif, plus ou moins important, de la bordure externe du massif de l'Argentera par rapport à ce dernier. Les rétrochevauchements décelés dans le tégument et le socle correspondent à un mécanisme identique.

En Vésubie sud, la S2 visible dans l'ensemble des affleurements de la formation de Capeiroto et de Saint-Sauveur - Barrot correspond à une phase de déformation plus homogène (fig. 62). L'individualisation d'une seconde phase schistogène a suivi le jeu de la flexure méridionale, qui a modifié profondément l'orientation du tégument par rapport au champ des contraintes régionales, au moins dans la partie méridionale de la bordure.

b. Relation entre la déformation du tégument et celle du socle.

La déformation alpine du socle de l'Argentera est encore plus hétérogène que celle du tégument. Elle y est guidée par l'héritage hercynien (R. MALARODA, 1966, 1970). Les raccourcissements et plus probablement les coulissements les plus importants sont localisés dans des couloirs ultramylonitiques de directions principales N90-100°E et N130-140°E, qui délimitent, à toutes les échelles, des blocs de socle moins déformés. Dans les zones peu déformées du socle, il est courant d'observer le plissement et le découpage en microlithons, par la schistogenèse alpine, de la foliation hercynienne. Des chevauchements de socle impliquant le Carbonifère, le Permien ou le

Trias sont connus au col de Törtissa dans la partie nord-ouest du massif, au col du Sabion ainsi que sous la cime de Montjoia dans la Gordolasque avec des directions E-W. Dans ce dernier secteur, le chevauchement du cristallin sur le Permo-Carbonifère plissé et flexuré a été interprété comme un "renversement alpin du socle" sur son tégument (V. CARRERE et J. CHOROWICZ, 1982), ce qui ne correspond pas à la réalité (cf. fig. 63, C). Entre Le Bourguet et La Blache en Tinée et sous la cime de Sespoul dans le vallon de Chastillon, la direction des chevauchements est NW-SE.

Les différences de raccourcissement observées dans le Permien entre la bordure ouest et la bordure sud peuvent s'expliquer par le comportement distinct du socle suivant ces deux directions. Lors de la première schistogenèse, les couloirs mylonitiques orientés NW-SE ont joué en décrochements dextres, ce qui correspond à un raccourcissement orthogonal limité, tandis que les accidents E-W chevauchants correspondent à un raccourcissement de socle important dans la direction orthogonale. Dans le tégument, le raccourcissement est au contraire fort le long de la bordure sud-ouest, où S1 est presque parallèle aux couloirs décrochants du socle, tandis qu'il est plus faible le long de la bordure sud où S1 est parallèle aux chevauchements. Tout se passe comme si le socle avait "absorbé" différenciellement les déplacements suivants les directions NE-SW et N-S.

L'homogénéisation des directions de S2 sur la bordure sud du massif implique, là, une diminution du rôle joué par les blocs de socle après l'épisode de flexuration. Le raccourcissement correspondant à S2 est plus important en Vésubie sud qu'en Tinée, contrairement à celui de la S1. Ce changement traduit une modification du champ de déformation et des rapports socle-tégument entre les deux phases de schistogenèse.

En résumé, le tégument du massif de l'Argentera a subi, au cours de l'orogénèse alpine, une tectonique souple accompagnée de la naissance d'une ou deux schistosités. Cette tectonique, qui correspond à l'essentiel de la déformation alpine, est étroitement liée aux hétérogénéités de la déformation progressive du socle sous-jacent, elle même commandée par l'architecture hercynienne de ce socle. Celui-ci est pré-découpé en deux complexes pétrologiquement et structuralement distincts : le complexe de la Tinée à l'Ouest, le complexe de Malinvern - Argentera à l'Est séparés par le couloir mylonitique NW-SE à jeu décrochant dextre de Ferrière - Molières - Saint-Martin-Vésubie (A. FAURE-MURET, 1955 ; R. MALARODA, 1970). Dans chacun de ces domaines, aussi bien pour le tégument que pour le socle, l'intensité de la déformation et de la cristallogénèse alpines ne présentent pas un gradient régulier depuis la zone

externe jusqu'aux zones internes. Déformation et cristallogénèse se développent de façon plus intense, avec des gradients forts, à l'aplomb de couloirs d'intense mylonitisation du socle. Ces couloirs, où s'effectuent les raccourcissements les plus importants, jouent également en décrochements dextres ou en chevauchements à vergence sud suivant leur orientation NW-SE ou E-W. En bordure méridionale du massif, socle et tégument sont basculés par une flexure se produisant pendant la schistogenèse.

1.3.2 - Les déformations de la couverture du massif de l'Argentera.

Les déformations de la couverture sédimentaire décollée de l'Argentera se traduisent par l'existence de phénomènes synsédimentaires dans les formations paléogènes, par l'apparition de plis précoces et de schistosités. Les plis précoces sont surtout visibles sur la bordure méridionale flexurée du massif cristallin externe. Les déformations schistogènes, qui s'accompagnent également de plis, induisent l'apparition de deux schistosités : la première est d'extension régionale, bien développée à l'approche de l'Argentera ; la seconde est d'extension restreinte, limitée aux parties de couverture chevauchées par les zones internes.

1.3.2.1 - Arguments pour une tectogenèse synsédimentaire paléogène : la zone mobile de l'Arpilha (fig. 66, A-D).

L'Arpilha est l'un des nombreux reliefs à matériel crétacé qui limitent le bord nord, renversé, du synclinal tertiaire de Peira Cava. Sur le flanc nord du synclinal E-W de Turini résultant de ce renversement, la lithologie des formations paléogènes est très diversifiée avec des variations latérales de faciès et d'épaisseur rapides en direction de la baisse de l'Arpilha au Nord-Est (cf. *supra*, coupe de l'Arpilha, p. 144) : au-dessus des calcaires argileux lités du Sénonien (cs), la formation à *Microcodium* épaisse de 17 à 18 mètres vers l'Ouest disparaît totalement ; les calcaires à Nummulites (ec), sombres, encadrés de calcaires gréseux fétides, se réduisent considérablement passant de 20 mètres (fig. 66, 1, A) à quelques dizaines de centimètres (fig. 66, 1, B-C-C') et se chargent localement de galets décimétriques de calcaires gréseux, de quartzites blancs et d'ignimbrites rhyolitiques et dacitiques semblables par leurs caractères chimiques et leurs caractères TL aux galets chenalisés externes et subbriançonnais de la région de Tende - La Brigue (cf. *supra*, § 1.2.1.3, p. 130) ; parallèlement les calcschistes (em) subissent un enrichissement en matériel détritique quartzueux et voient leur puissance se réduire de 150 mètres à une dizaine de mètres. Des biseaux stratigraphiques et des récurrences de calcaires

gréseux sont visibles dans les calcschistes affleurant au Nord du ravin de l'Arpilha.

Le bord nord du futur synclinal de Turini présente donc, au moment de l'installation de la mer nummulitique, une caractéristique subsident différentiel : il s'agit d'une plate-forme marine, à milieu de sédimentation confiné, qui reçoit des épandages détritiques parfois grossiers d'origine orientale. Cette plate-forme joue en zone haute au niveau de l'Arpilha par rapport aux parties sud et ouest du bassin pendant le dépôt des calcaires et des marnes.

Au-dessus des calcschistes se succèdent, sur mille mètres d'épaisseur au moins, en direction de la baisse de Turini, le flysch grésopélitique à alternances centimétriques à décimétriques (f1), l'ensemble rythmique à corps gréseux métriques à plurimétriques à matériel grossier ou fin et à lits pélitiques (f2), le flysch grésopélitique à bancs de grès pluricentimétriques jaunes (f3), la formation pélitique sombre à traces d'auto-remaniements (f4) qui passe graduellement au flysch dilacéré pélitique à petits bancs de grès calcaires et de calcaires gréseux (f5).

De l'Arpilha à la baisse de Turini, il existe un lien étroit entre la position des plis synschisteux déjetés à déversés vers le Sud et la localisation des faciès du Paléogène. Ces faciès diffèrent systématiquement sur les flancs nord et sur les flancs sud des plis. La cause de ces différences peut être d'ordre tectonique (failles inverses, décrochements) ou sédimentaire (passages latéraux et verticaux de faciès). Un exemple de variation d'origine sédimentaire est donné, à la baisse de Turini, par le biseautage de la formation pélitique sombre à traces d'auto-remaniements sur le flanc nord renversé du synclinal synschisteux, le flysch dilacéré f5 reposant alors directement sur le flysch grésopélitique à bancs de grès jaunes f3 (fig. 66, 1, D). Le flysch dilacéré f5 présente, comme la formation pélitique sous-jacente f4, des traces d'auto-remaniement : les bancs de grès et de calcaires argileux qui le composent sont resédimentés en son sein sous la forme de blocs centimétriques à pluricentimétriques emballés dans une matrice pélitique parfois microbréchique.

De multiples arguments plaident donc en faveur de la mobilité continue du bord nord du synclinal de Turini au cours du Paléogène. Cette zone mobile limite une zone basse permanente, orientée E-W, située au Sud du futur ensemble Argentera-Barrot, comme le montrent les cartes de paléofaciès établies pour l'intervalle de temps compris entre l'Eocène moyen et l'Oligocène inférieur (cf. fig. 53). Ainsi est expliqué le dessin des lignes isofautes du paramètre R_{1.3} de TLN dans cette région, marqué par l'existence d'une importante structure lobée indiquant l'arrivée de matériaux détritiques depuis une zone-

source située au Nord et au Nord-Est (cf. fig. 58).

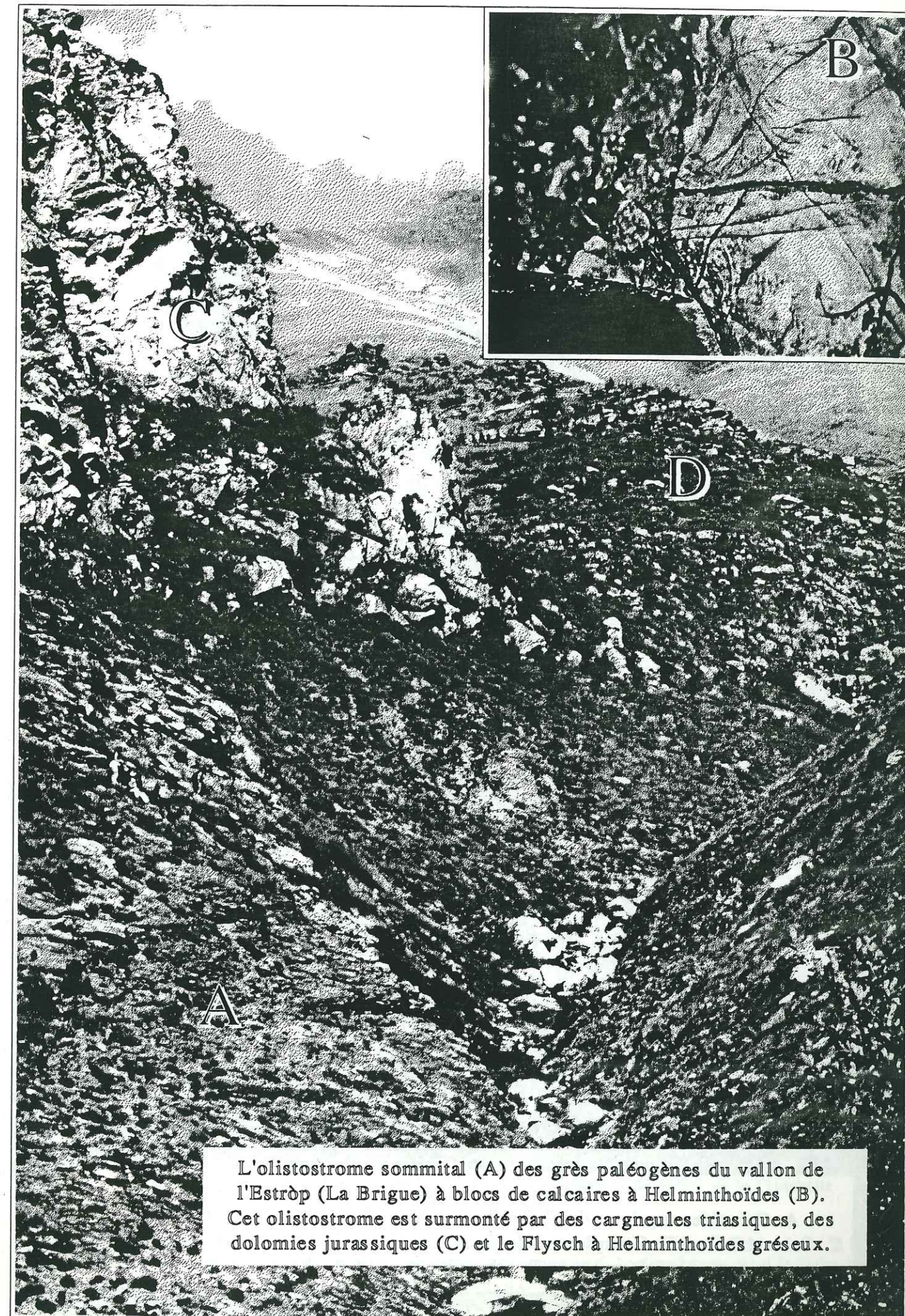
1.3.2.2 - Les marqueurs structuraux anté-schisteux.

Ces marqueurs, absents du tégument dans lequel plis et schistosité sont toujours syngénétiques, apparaissent en divers points de la couverture sud-orientale de l'Argentera.

a. Les plis anté-schisteux du vallon de la Planchette/Planquetta.

Le vallon de la Planquetta est situé entre le bord nord du synclinal de Turini et les affleurements permien du vallon des Graus. Dans le Crétacé, les linéations d'intersection des surfaces de stratification et de la schistosité régionale sont systématiquement obliques sur l'axe de plis métriques à décimétriques (fig. 66, 2). La schistosité régionale n'étant pas déformée ici, ces plis sont nécessairement anté-schisteux. En comparant la géométrie de la déformation de la couverture à celle du tégument le plus proche on peut constater que les plis anté-schisteux de la couverture sont parallèles aux L1 (S0/S1) du tégument, mesurées hors des couloirs de décrochements N140°E, tandis que les L1 (S0/S1) de la couverture sont parallèles aux L2 (S1/S2) de l'ensemble du tégument.

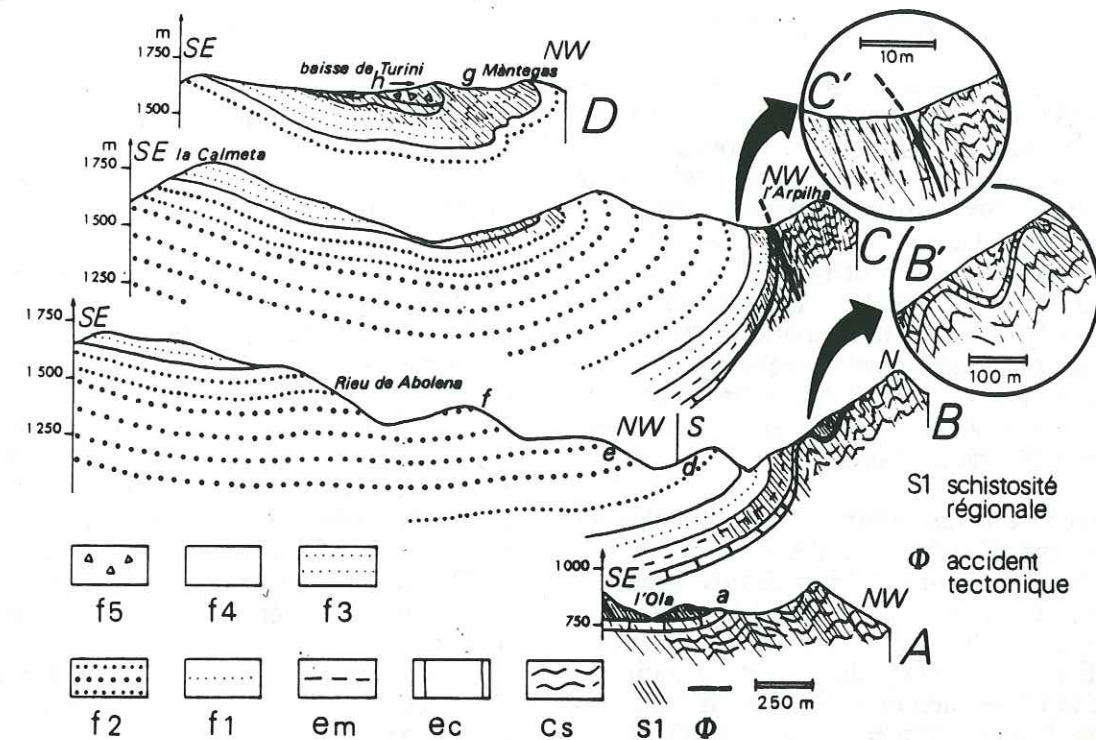
Le flanc nord du synclinal de Turini est encadré par le prolongement de deux couloirs de décrochements dextres majeurs à N140°E, mis en évidence par l'analyse microstructurale du tégument : le décrochement de la haute Vésubie qui limite à l'Est le tégument du Val de Blère et le décrochement situé dans le prolongement des synclinaux houillers du cirque de Férisson. Les corrélations établies entre la couverture et le tégument suggèrent, dans l'évolution de la déformation progressive de la bordure sud du massif de l'Argentera, la succession de deux étapes. Dans un premier temps, la déformation de ce secteur résulte du jeu de blocs, limités par des couloirs décrochants dextres à N140°E et par un couloir N90°E correspondant à la future flexure méridionale. Ce jeu induit la naissance d'une schistosité dans le tégument (S1) tandis que dans la couverture, moins déformée, seuls les plis P1 apparaissent. Les axes des plis anté-schisteux de la couverture dans le vallon de la Planquetta, d'orientation moyenne N71°E, sont obliques sur le couloir à N90°E. Cette obliquité est un argument en faveur d'un jeu décrochant dextre de la future zone de flexure bordière pendant le plissement anté-schisteux. Au cours de la seconde étape, la flexure bordière du massif s'est individualisée, stoppant, au moins en partie, le jeu décrochant des blocs ; la déformation du tégument et de la couverture devient plus homogène, ce qui se traduit par la formation de nouvelles schistosités : S2 dans le tégument et S1 dans la couverture.



L'olistostrome sommital (A) des grès paléogènes du vallon de l'Estròp (La Brigue) à blocs de calcaires à Helminthoïdes (B). Cet olistostrome est surmonté par des cargneules triasiques, des dolomies jurassiques (C) et le Flysch à Helminthoïdes gréseux.



La zone mobile de l'Arpilha.
A. Calcaires argileux du Crétacé supérieur ; B. Calcaires à Nummulites ;
C. Calcschistes ; D. Complexe détritique terminal ; E. Pli synschisteux de phase 1
(couverture) déformant le flysch grés-pélitique à bancs de grès jaunes.



1 - Coordonnées Lambert des coupes (X-Y) de l'W à l'E : A [(1001,60-3198,97)(1000,67-3199,85)] ;
B [(1002,90-3200,62)(1002,95-3199,52)(1004,50-3197,37)] ; C [(1003,57-3200,55)(1005,02-3197,77)] ; D [(1004,75-3199,60)(1005,85-3198,15)]

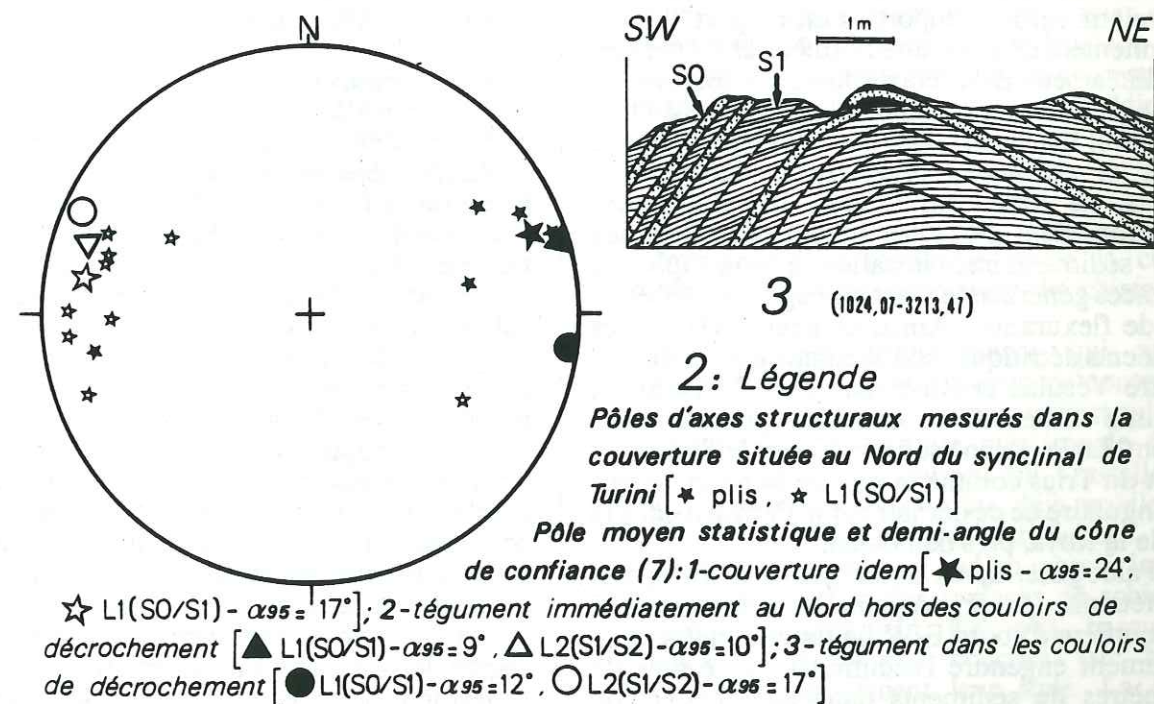


Fig. 66. - La zone mobile de l'Arpilha et les plis anté-schisteux du vallon de la Planchette et de Morignole.

1. Coupes à travers le synclinal E-W de Turini. Les points a, d, e, f, g, h, situent les courbes de TLN a, d, e, f, g, h, de la figure 59-B. 2. Stéréogrammes des axes structuraux mesurés dans la couverture du bord nord du synclinal de Turini, hémisphère supérieure, canevas équisurface. 3. Coupe schématique du pli anté-schisteux de Morignole (région de La Brigue).

b. Les plis anté-schisteux de Morignole.

À l'Est de l'Argentera et au Nord-Est du synclinal de Turini, le Paléogène de la région de La Brigue et de Tende supportant les nappes alpines est intensément plissé et écaillé. La schistosité régionale est toujours faiblement pentée, ondulée et localement reprise par une seconde schistosité.

Près du hameau de Morignole/Morinhôu, le flysch paléogène est déformé par des plis plurimétriques qui sont repris par la déformation schistogène régionale par conséquent postérieure (fig. 66, 3).

Au sud comme à l'Est de l'Argentera, la schistogenèse est donc précédée, dans la couverture, par une déformation plicative.

La tectogenèse tertiaire débute donc précocement aux abords sud et sud-est de l'Argentera. Il s'agit d'une tectogenèse faisant alterner des dynamiques compressives et distensives et non pas seulement une tectonique en distension comme l'avancent C. RAVENNE *et al.* (1987). Elle couvre au moins le Lutétien et le Priabonien et a guidé, dans la région de l'Arpilha, l'installation et l'évolution du bassin sédimentaire paléogène. Elle est tributaire du prédécoupage du socle souligné par les linéaments orientés N140°E et N90°E. Toutes les limites de blocs ont fonctionné en décrochements. La limite méridionale du massif cristallin présente, de plus, un jeu relatif vertical important en rapport avec le fonctionnement de la flexure bordière de l'Argentera. Ce linéament E-W correspond à une zone de faiblesse de la croûte continentale régionale dont le jeu montre, au cours de périodes géologiques diverses et dans des régimes de déformation différents, de fortes similitudes. Il induit assez systématiquement de fortes subsidences dans les bassins sédimentaires installés à son aplomb, subsidences généralement accompagnées de phénomènes de flexuration. Ainsi, ce sont 3000 mètres de sédiments détritiques continentaux qui s'accumulent entre Vesubie et Roya, au cours du Permien, en régime distensif et contexte probablement divergent. Le Permien est basculé vers le Sud avant le dépôt du Trias comme le montre la nette discordance angulaire de ce dernier sur le Permien dans la vallée de la Roya, près de Fontan.

Au Paléogène, après avoir guidé la transgression lutétienne en provoquant la mise en place d'une gouttière d'abord E-W, le fonctionnement de ce linéament engendre l'accumulation de plus de 1000 mètres de sédiments dans un contexte de convergence et, ici, de déformation compressive. Une fois encore cette subsidence est accompagnée, après la première période de schistogenèse alpine, par la flexuration de la couverture sédimentaire de l'Argentera.

La mise en correspondance de la zone de subsidence paléogène qui borde, au Sud, la plate-forme de l'Arpilha à Turini avec la zone de flexuration alpine affectant le Permien entre

Belvédère et Fontan, permet de quantifier le déplacement relatif subi, dans cette région, par la couverture du massif de l'Argentera après le dépôt du Paléogène. Ce déplacement est faible, de l'ordre de 3 kilomètres, valeur égale à celle du décalage des lignes isofactes du paramètre R_{1-3} de thermoluminescence naturelle dans les Grès d'Annot, de part et d'autre du décrochement senestre de Breil - Sospel - Monaco (*cf. supra*, § 1.2.2.2-b, p. 142). Cette évaluation est nettement inférieure à celle effectuée par dépliage de la couverture et estimation de l'amplitude des chevauchements, qui aboutit à des chiffres de l'ordre de 10 à 20 kilomètres, aussi bien dans l'arc de Castellane (P. FALLOT et A. FAURE-MURET, 1949 ; P. BORDET, 1950), que dans l'arc de Nice (B. GEZE, 1960). Compte tenu de ce que révèle le programme ECORS-CROP (R. BAYER *et al.*, 1987) sur la transversale de Belledonne-Nord et du chiffre de 3 kilomètres avancé ci-dessus, il y a tout lieu de penser qu'au raccourcissement de la couverture matérialisé par des plis, des écaillages et une schistogenèse irrégulièrement développée, correspond en profondeur un raccourcissement tout aussi important du tégument et du socle réalisé par l'intermédiaire d'un aplatissement conséquent de la matière et d'écaillages à vergence externe.

1.3.2.3 - Les déformations schistogènes de la couverture sédimentaire décollée de l'Argentera.

Deux phases schistogènes successives affectent la couverture décollée de l'Argentera. La première phase est d'extension régionale. Son intensité croît assez régulièrement en direction des internides. Les linéations L1 sont d'abord définies par l'apparition d'un *pencil cleavage* au Sud et à l'Ouest ; en direction de l'Argentera, elles correspondent ensuite à des linéations d'intersection entre les surfaces de la schistosité de dissolution, puis de dissolution-cristallisation et les surfaces de stratification ; il s'agit enfin de linéations d'allongement de la matière matérialisant toujours l'axe géométrique b des plis à l'approche du front pennique. Comme pour le tégument, des gradients de déformation localement plus intenses dans la couverture soulignent l'existence de zones linéamentaires fonctionnant en décrochements ou chevauchements au cours même de la déformation schistogène.

La géométrie des surfaces de la schistosité régionale S1, actuellement en cours d'analyse sur l'ensemble des Alpes maritimes en collaboration avec P. GUARDIA, pose un problème d'interprétation. Les vergences relevées sont externes dans la plupart des affleurements hormis dans les formations anté-turonienues de la moyenne vallée de la Roya (région du Cairas et de Saorge) et dans le Jurassique inférieur à moyen de parties géographiquement limitées de la haute vallée de la Tinée (région d'Auron) où elles sont internes. Ces vergences particulières, ainsi que leur situation

tant régionale que verticale au sein des formations sédimentaires, obligent à envisager dans l'état actuel des connaissances un modèle de déformation dans lequel le socle de l'Argentera a été sous-charrié en direction du Sud-Est sous la couverture de la zone externe et sous une partie des nappes au cours de la tectogenèse alpine.

Les surfaces de la schistosité régionale sont déformées par une seconde schistosité qui n'apparaît, dans le domaine externe, qu'à l'approche du domaine pennique dans lequel elle se développe également.

1.3.3 - Éléments de datation des phases schistogènes.

1.3.3.1 - Datation de la première déformation schistogène.

Dans le tégument, la schistosité régionale S1 affecte aussi bien le Carbonifère, le Permien que le Trias détritique. Elle est donc au moins post-triasique. Si l'on assimile la schistosité régionale du tégument aux plis précoces de la couverture, c'est un âge alpin au moins priabonien, voire oligocène inférieur qu'il convient d'attribuer à la schistogenèse de phase 1 en bordure de l'Argentera, les plis précoces affectant les formations mésozoïques, mais aussi cénozoïques, flysch paléogène de Tende-La Brigue y compris.

L'étude par thermoluminescence des dragées de quartz du poudingue marin burdigalien à langhien moyen de Roquebrune-Cap Martin montre que celles-ci sont remaniées à partir de filons stériles génétiquement liés à une déformation synmétamorphe alpine développée entre la fin du dépôt des grès paléogènes de type Annot et la transgression miocène dans les Alpes maritimes *s.l.* Ce poudingue, nous l'avons vu, renferme également un stock important de galets d'origine sédimentaire, parmi lesquels des roches siliceuses schisteuses dont le faciès s'apparente à celui des niveaux siliceux de la formation de Capeirrotto affleurant dans le vallon des Graus. Sur la base de ces arguments régionaux, la schistosité de phase 1 dans le tégument aurait donc un âge compris dans un intervalle de temps allant du Priabonien à l'Aquitainien ou au Burdigalien. Elle est, de plus, antérieure à la flexuration du bord méridional de l'Argentera qui peut, elle, être mise en relation avec la forte subsidence du bassin paléogène développée à son aplomb.

L'apparition de la schistosité régionale dans la couverture accompagne la genèse de structures plicatives hecto-kilométriques telles que le synclinal E-W de Turini, probablement contemporain des plis à axe NW-SE de l'arc de Nice : anticlinaux du Cap Martin, recouvert en discordance par le Miocène de Roquebrune-Cap Martin, et de La Clapissa, situé sous l'écaille du Mont Agel (*cf.* 2ème partie, § 3.2.3.2, p. 82). Dans la couverture,

S1 s'est donc vraisemblablement développée avant la transgression aquitainienne.

Ces événements tectoniques et sédimentaires paraissent subcontemporains, liés à la déformation progressive du tréfonds de la zone alpine externe dans lequel l'aplatissement de la matière, matérialisé par l'apparition des surfaces de la schistosité régionale, a pu débiter alors même que s'initiait en semi-profondeur, dans la couverture mésozoïque, les premiers plis précoces et en surface les phénomènes de subsidence conduisant au dépôt du complexe détritique terminal des Grès d'Annot. Cette subsidence qui, dans cette hypothèse est une subsidence "forcée" localement accentuée par la flexuration du bord sud de l'Argentera, aurait ensuite affecté les parties plus méridionales et occidentales du bassin, alors que la marge interne, active, voyait progressivement se déformer, avec l'apparition de plis d'abord anté-schisteux, puis synschisteux, les matériaux de remplissage même du bassin paléogène.

La première phase de schistogenèse procède des mêmes événements tectogéniques qui structurent les zones alpines depuis l'Éocène moyen. Elle marque la fin de l'évolution paléogène de la mer alpine progressivement comblée par des apports provenant de l'avant-pays, relayés dans l'espace et dans le temps par des matériaux d'origine pennique. La progradation des détritiques issus des zones internes, prouvée par le décalage temporel des lignes isofactes de thermoluminescence démontre le caractère syntectonique de la sédimentation sur la bordure interne du bassin, en liaison avec la mise en place des nappes penniques.

1.3.3.2 - Chronologie comparative des déformations du tégument et de la couverture postérieures à la première phase de schistogenèse.

Le première schistogenèse qui affecte le tégument de l'Argentera, supposée contemporaine des plis précoces de la couverture, est suivie par la flexuration de la bordure méridionale du massif cristallin. Cette flexuration, qui s'installe sur une zone de faiblesse de la croûte, déjà mobile au cours des périodes de distension permienues, accentuée, au niveau de la bordure sud du massif, la vergence externe des plis et des surfaces de schistosité de phase 1 du tégument. Ces plis, basculés, vont jusqu'à mimer des plis "couchés" (*sic.* N. WAZI, 1981), ce que dément leur style. La surrection relative de l'Argentera, qui a débuté dès le Lutétien supérieur sur son bord méridional comme en témoigne la zone mobile de l'Arpilha, se poursuit pendant la première schistogenèse, puis est intensifiée par cette flexuration.

La zone de flexuration E-W correspond actuellement à la portion de couverture découpée par les cicatrices à Trias gypseux de la Vesubie et de Breil - Sospel, qui a donné l'arc de Nice. Il est

donc probable que le fonctionnement de cette flexure et les serrages qui lui ont succédé en donnant une seconde schistosité sont, au moins en partie, responsables de la formation miocène de l'arc de Nice. En effet, le soulèvement relatif de la bordure externe du massif, qui accompagne la seconde phase de schistogenèse, peut être considéré comme le moteur du déplacement gravitaire de la couverture probablement décollée à la fin des premiers serrages méso-alpins. La direction de glissement de la couverture (N30°E) est d'ailleurs orthogonale à la direction moyenne de S2 dans le tégument du bord méridional de l'Argentera (N120°E).

1.4 - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE.

Dans les Alpes maritimes *s.l.*, la transgression marine et la sédimentation carbonatée et détritique paléogènes ont été contrôlées par le jeu d'une tectonique linéamentaire synsédimentaire développée suivant des directions E-W précoces relayées dans le temps et dans l'espace par des directions NW-SE et N-S. Le bassin sédimentaire, fortement subsident après la période d'installation d'une plate-forme carbonatée rapidement morcelée, naît et se développe dans un contexte de convergence engendré par la collision des plaques lithosphériques européenne et africaine. Distensions et compressions affectent successivement, voire simultanément, ses parties profondes et ses marges, engendrant une suite de transformations paléobathymétriques et paléogéographiques aboutissant à son comblement et au recouvrement de son bord interne par les nappes alpines.

Le rôle précoce des directions linéamentaires E-W est souligné par la direction de l'étroit bras de mer qui s'installe, dès le Lutétien supérieur, entre le futur dôme de Barrot et le Cheiron, recouvrant un substratum déjà structuré et irrégulièrement érodé. Cette zone basse, qui piégera successivement, au cours du Bartonien, des sédiments détritiques fins et grossiers au milieu de calcaires, puis de marnes, est bordée par une zone haute relative, mobile pendant tout le Paléogène, constituée par le bord méridional de l'Argentera et du Barrot. La zone linéamentaire ainsi définie joue d'abord en décrochement dextre ; elle est ensuite flexurée. Elle trouve son équivalent vers l'Est, à la latitude du Carmo Gerbontina, où un couloir de décrochement de même direction et de même jeu découpe la couverture, les calcschistes paléogènes à traces d'auto-remaniements de la vallée de l'Argentina (R. CAMPREDON, 1972) révélant le fonctionnement également synsédimentaire de cet accident.

Une structuration précoce similaire affecte la région des hautes vallées du Verdon et du Var (I. INGLIS *et al.*, 1981).

Dans le socle de l'Argentera et son tégument, les linéaments E-W jouent en chevauchements à vergence sud, alors que les linéaments N140°E fonctionnent en décrochements dextres sous l'effet de serrages subméridiens N05°E à N25°E.

Lors de son installation et au cours de sa migration vers l'Ouest, le bassin paléogène des Alpes maritimes *s.l.* est d'abord alimenté en matériaux détritiques par sa **marge externe immédiate**. La nature de cette marge évolue au cours de la transgression. Au tout début, il s'agit d'une cordillère à matériaux paléozoïques ignimbritiques, située en position médio-alpine, mise en place dès le Crétacé supérieur le long d'une zone coulissante à jeu senestre. Le domaine marin contourne et dépasse très vite ces reliefs dont les produits de démantèlement et ceux de sa couverture sédimentaire vont être distribués et chenalisés de façon hétérochrone, entre le Lutétien supérieur et le Bartonien, sur la plate-forme carbonatée brigasque et tendasque d'abord, puis sur celle plus septentrionale de l'Ubaye méridionale. Cette zone de coulissement N140°E à N110°E (*cf.* L.E. RICOU, 1981) est une limite structurale majeure séparant le domaine externe du Briançonnais. On notera que son fonctionnement, senestre, s'oppose au fonctionnement dextre des linéaments N140°E du socle de l'Argentera, lequel est partie intégrante de la plaque européenne. Au cours de sa progression vers l'Ouest, le front de transgression sera guidé par l'existence d'autres reliefs, méridionaux. La plate-forme carbonatée qui poursuit son installation reçoit de nouveaux apports : des terrigènes siliceux fins à affinités provençales nettes alimentent la partie la plus externe du bassin, alors que la partie maintenant interne continue à recevoir les terrigènes en provenance de la cordillère médio-alpine.

C'est à la fin du Bartonien que débute probablement la sédimentation du complexe détritique terminal dans la partie sud-orientale du bassin connue actuellement à l'affleurement, alors qu'ailleurs, dans les parties effondrées de la plate-forme carbonatée, des marnes succèdent aux calcaires. Les lignes de rivages, ainsi que les zones à forte subsidence, se déplacent vers l'Ouest et le Nord-Ouest, utilisant encore des directions structurales E-W, mais aussi des directions NW-SE et N-S ; le domaine marin recouvre progressivement la majeure partie de l'actuelle zone d'affleurement du massif de l'Argentera. Sur la marge interne du bassin transitent toujours des matériaux terrigènes d'origine volcanique acide en provenance des cordillères médio-alpines dont le coulissement senestre se poursuit vers le Nord-Ouest en direction de l'Embrunais.

Dès le Priabonien cependant d'importantes modifications paléobathymétriques et paléogéographiques affectent le fond du bassin et ses marges.

Leur moteur est la structuration du tréfonds de la zone externe et des domaines limitrophes soumis à d'importants raccourcissements. Dans le bassin, l'effondrement irrégulier des fonds marins, en fonction du pré-découpage linéamentaire, entraîne l'apparition de sous-bassins qui reçoivent au Sud des matériaux endogènes granitiques et migmatitiques provenant d'un socle situé dans le prolongement oriental de l'actuelle Provence cristalline, laquelle ne participe que très secondairement au processus de sédimentation. L'émergence de ce socle, qualifié de védiantien (*cf. supra*, p. 147), paraît en relation avec la tectogenèse provençale qui se développe vers l'Ouest et le Sud.

Le bassin paléogène des Alpes maritimes *s.l.* se présente alors comme une gouttière de direction NW-SE, d'une centaine de kilomètres de large, bordée par deux marges externe et interne qui mêlent leurs produits de démantèlement dans la partie axiale de l'aire de sédimentation.

Ce schéma paléogéographique, relativement simple se complique au cours du Priabonien avec l'arrivée des nappes de Flyschs à Helminthoïdes. Ces nappes vont progressivement se substituer aux cordillères médio-alpines et à leur tégument en tant que zones-sources des matériaux terrigènes d'origine interne. Progressant du Sud-Est vers le Nord-Ouest en milieu aérien à subaérien suivant une cinématique semblable à celle de ces cordillères, elles coulisent le long de la même limite séparant le domaine externe et le Briançonnais, leurs matériaux comblant le bassin paléogène concurremment avec les terrigènes issus du socle védiantien toujours actif. Les directions linéamentaires E-W influencent assez fortement le déplacement des nappes de Flyschs à Helminthoïdes. En Ligurie, ces directions se traduisent par un plus grand développement vers l'Ouest de l'olistostrome sommital, à la latitude du flysch dilacéré de Turini, au Sud du Carmo Gerbontina et par un premier débordement des nappes de flyschs allochtones.

2 - LES FORMATIONS PALÉOGÈNES DU CHAMPSAUR ET DU DÉVOLUY.

Le Champsaur et le Dévoluy sont deux espaces géographiques parfaitement définis contrairement au domaine des Alpes maritimes *s.l.* La première région correspond à la haute vallée du Drac, affluent de l'Isère. La seconde s'étend au-delà du Drac ; elle est limitée vers l'Ouest par le Diois.

Le Paléogène marin de ces deux régions naturelles est d'extension géographique limitée

Les mêmes directions expliquent le second débordement des nappes de l'Embrunais-Ubaye, au Nord de l'Argentera.

Au cours de l'Oligocène inférieur, les terrigènes d'origine pennique gagnent des parties de plus en plus externes du bassin alors que les reliefs du socle védiantien commencent à s'estomper, peut être en liaison avec un effondrement de la marge sud, initié par le début de la rotation de l'axe corsosarde. Localement, le bassin régressif limité à l'Ouest de l'aire de sédimentation paléogène est le siège d'un volcanisme calco-alcalin.

On retiendra encore que le massif cristallin externe de l'Argentera, recouvert par sa couverture sédimentaire, a probablement constitué, dès le début de la transgression nummulitique et au cours des différentes étapes de la sédimentation, un haut fond permanent correspondant à sa marge sud-est actuelle.

On retiendra enfin l'apparition systématique d'un flysch dilacéré à l'approche de la marge interne du bassin paléogène des Alpes maritimes, avant que ne se dépose l'olistostrome sommital. Sa présence traduit une mobilité accrue de cette marge avant l'arrivée des nappes.

Rien ne s'oppose donc à l'unicité évolutive du domaine alpin externe au cours du Paléogène qui voit, à sa surface, se dérouler des phénomènes sédimentaires et tectoniques marqués par l'installation, puis le morcellement d'une plate-forme carbonatée faisant rapidement place à un bassin subsident à remplissage détritique et aboutissant à la progression de vastes nappes superficielles, tandis que dans les zones plus profondes se structurent progressivement et de façon plus ou moins indépendante, en fonction des hétérogénéités locales, socle, tégument et couverture.

comparativement au Paléogène des Alpes maritimes. Il recouvre en discordance la bordure méridionale du massif cristallin externe des Ecrins-Pelvoux au Nord et supporte les nappes alpines à l'Est et au Sud-Est. Vers l'Ouest, ses affleurements ne dépassent pas une ligne Grande Tête de l'Obiou - La Cluse - Montmaur - Châtillon-le-Désert (fig. 67).

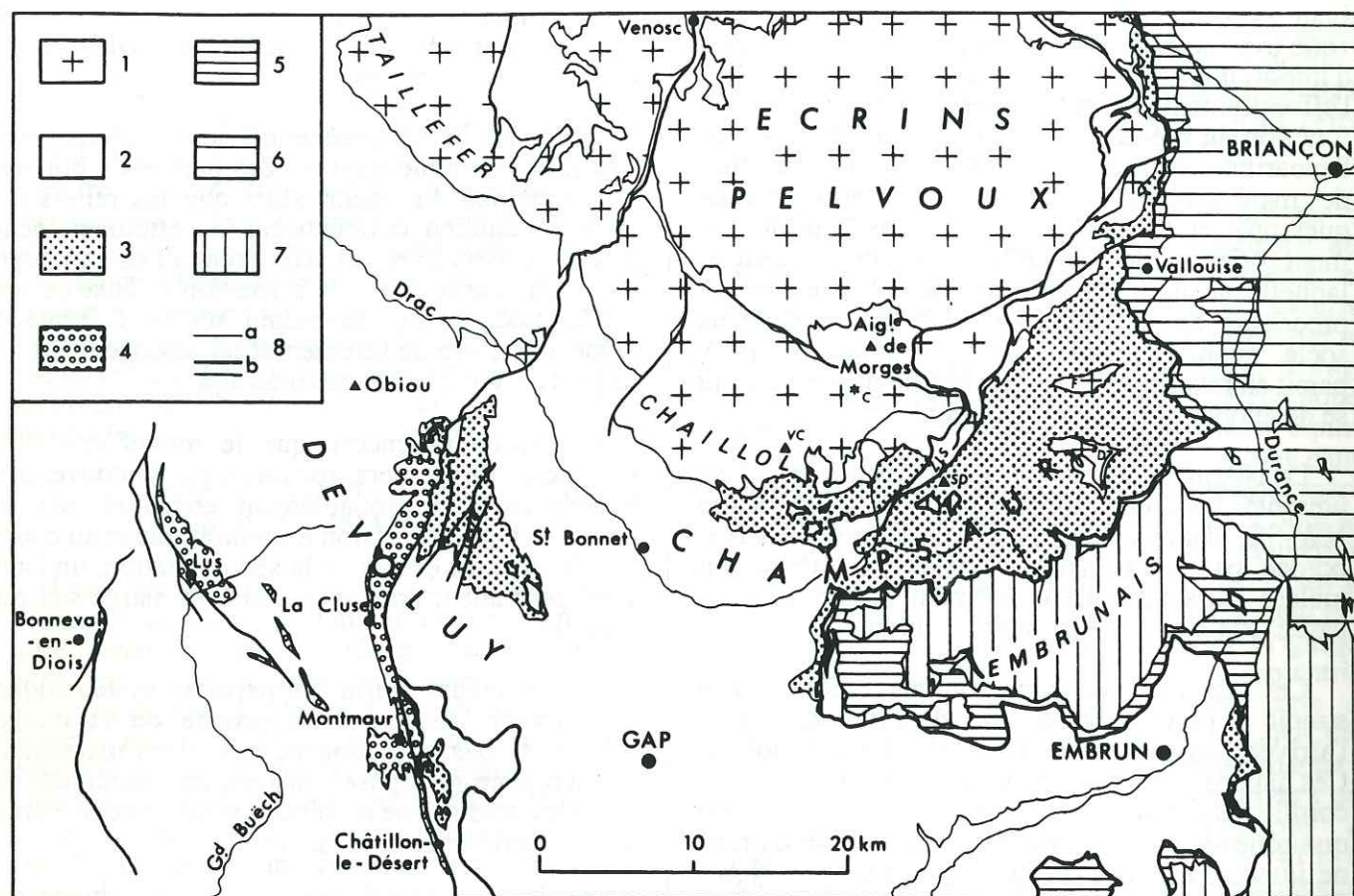


Fig. 67. - Le Paléogène du Champsaur et du Dévoluy dans son cadre structural.

1. Cristallin externe ; 2. Mésozoïque dauphinois *s.l.* ; 3. Paléogène marin ; 4. Paléogène continental ; 5. Zone subbriançonnaise ; 6. Domaine briançonnais ; 7. Nappes de Flyschs à Helminthoïdes ; 8. Contacts stratigraphiques (a), tectoniques (b).
C. Crupillouse ; D. Boutonnière de Dourmillouse ; F. Boutonnière du Fournel ; SD. Sommet Drouvet ;
VC. Vieux Chaillol ; ZLS. Zone linéamentaire de La Selle ou "hiatus sud-pelvousien".

Dans ces régions ont été analysés :

- les faciès de transgression du Paléogène représentés par des brèches et des poudingues à éléments endogènes, ainsi que des calcaires détritiques dans le Champsaur, des microbrèches et des sables grésifiés dans le Dévoluy ;

- les faciès de comblement du bassin paléogène dans lesquels peuvent être différenciés, en première approximation deux ensembles sédimentaires : des grès feldspathiques dits "mouchetés" et des grauwackes, affleurant en bancs massifs et jointifs à l'Ouest d'une zone linéamentaire majeure connue dans la littérature sous le nom d'accident de La Selle, une formation rythmique constituée de séquences terrigènes granocroissantes et granodécroissantes faisant alterner sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur des grès et des pélites, à l'Est du même accident. L'aspect moucheté des grès occidentaux est dû à la présence de zéolites en

leur sein, en relation avec l'existence d'un volcanisme synsédimentaire calco-alcalin inexistant vers l'Est et du métamorphisme mésoalpin. Je distinguerai, en fonction de ces différences, et de part et d'autre de la vallée du Champoléon, les grès et grauwackes du Champsaur occidental du flysch grésopélitique du Champsaur oriental.

Dans le Dévoluy, la trilogie nummulitique classique est amputée de son terme détritique supérieur remplacé par des dépôts laguno-lacustres ou franchement continentaux : Grès de Saint-Disdier, Nagelfluh, molasses vertes et rouges. Bien que situés hors du cadre imparti à ce travail, ces dépôts ont fait l'objet de quelques analyses TL dont les résultats seront également présentés.

Dans la demi-fenêtre d'Embrun, le flysch subbriançonnais de Saint-Clément a fait l'objet de mesures ponctuelles dont les résultats seront intégrés à la synthèse géodynamique régionale.



La transgression paléogène sur le socle du Vieux-Chaillol : A. Vue générale ; B. Détail (a, socle ; b, conglomérat de base paléogène. Col de Riou Beyrou) ; C. Mégachenal à remplissage concave dans les grès et les grauwackes du vallon de Méollion (Champoléon).

2.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE.

Les abords du massif du Pelvoux, qui constituent l'environnement naturel des formations paléogènes du Champsaur et du Dévoluy, ont fait l'objet d'une présentation lithostratigraphique et structurale d'ensemble lors de l'étude des filons de quartz stériles alpins (cf. 2ème partie, § 3.2.2, p. 56). Je précise ici un certain nombre de points de ce contexte géologique en insistant plus particulièrement sur les zones-sources potentielles des matériaux détritiques, ainsi que sur le cadre paléogéographique anté-nummulitique régional.

2.1.1 - Cadre lithostratigraphique et paléogéographique.

2.1.1.1 - Le Cristallin.

Il forme le massif des Écrins-Pelvoux, entité structurale régionale majeure, mais affleure également en pointements restreints au cœur du dôme de Remollon vers le Sud, dans les boutonnières du Fournel et de Dourmillouse découpées au sein même du Paléogène du Champsaur oriental, ainsi qu'au Plan de Phasy, en rive gauche de la Durance, au Sud-Est.

Les lambeaux de gneiss de Remollon et d'Avançon sont actuellement interprétés comme des écaïlles non enracinées à la base du chevauchement de Digne (P. PETITTEVILLE et R. RIVOIRARD, 1959 ; M. GIDON, 1975). Le cristallin intensément mylonitisé du Plan de Phasy constituerait également une écaïlle de socle externe, remontée à travers les nappes alpines le long du système de failles de la Durance.

Les gneiss de la boutonnière de Dourmillouse, qu'accompagnent des amphibolites, constituent, avec les gneiss, conglomérats, micaschistes, calcaires métamorphiques, amphibolites du massif du Vieux Chaillol et les roches volcano-sédimentaires du massif du Combeynot, la zone corticale non migmatitique du socle pelvousien. Le noyau de ce socle, migmatisé, est recoupé par des granites intrusifs liés au cycle hercynien (P. LE FORT *et al.*, 1969). Des contacts tectoniques majeurs, soulignés par la présence de mylonites, séparent les principaux ensembles lithologiques.

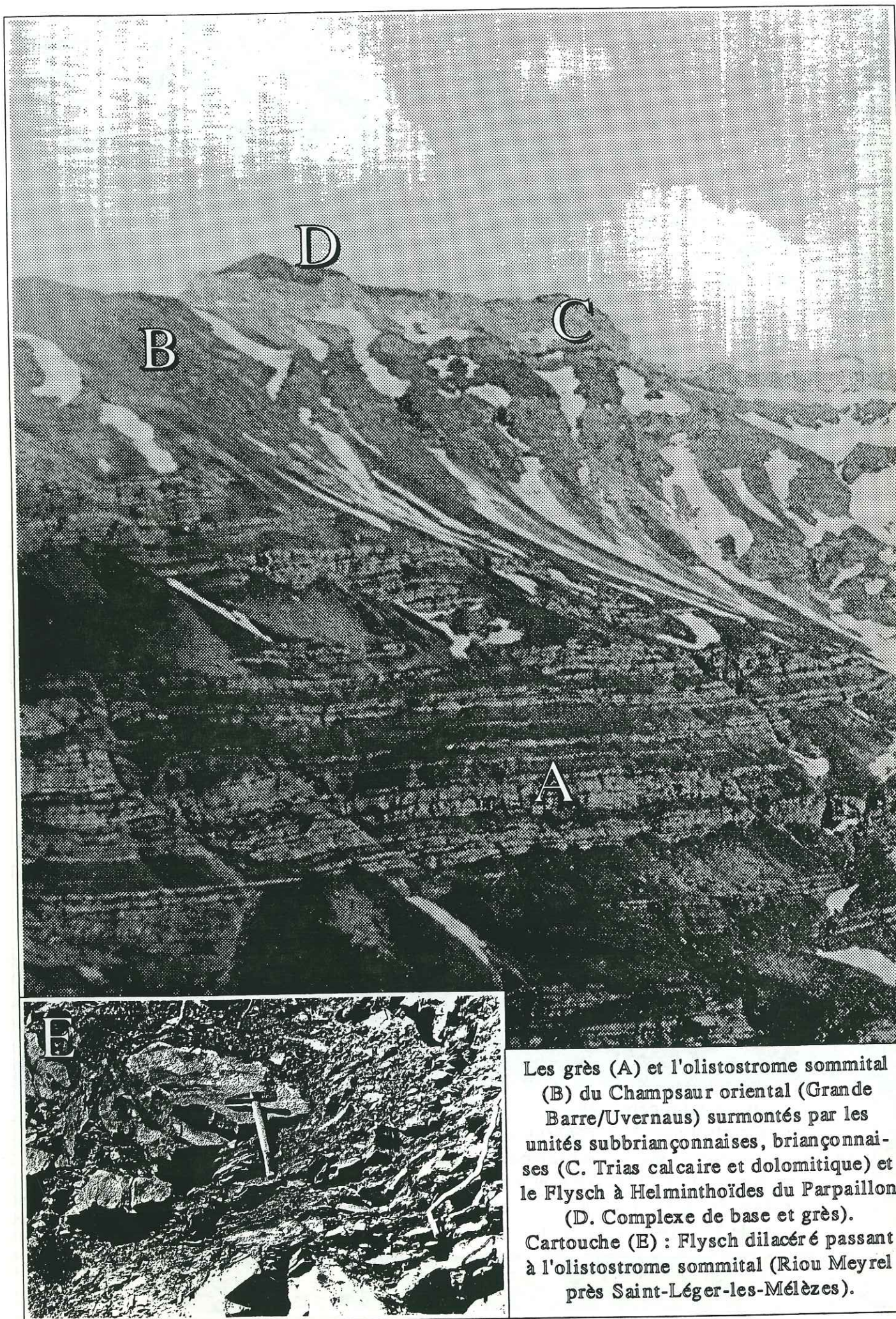
Les formations cristallophylliennes du noyau sont polydéformées, polymétamorphiques et vraisemblablement polymigmatisées (A. BARBIERI, C. GILLOT-BARBIERI, J.-C. LACOMBE et A. PECHER, 1970 ; P. LE FORT, 1973). Elles sont classiquement groupées en deux ensembles : les gneiss et migmatites rubanées acides de La Lavey surmontés d'amphibolites et les migmatites du Sirac-Pic de Disdier d'une part, les orthogneiss œillés de Crupillouse presque toujours isolés tectoniquement d'autre part. Les migmatites de La Lavey et du Sirac, de type granitoïde, associées à

des micaschistes, seraient à l'origine une série volcano-détritique spilitique. Les orthogneiss de Crupillouse, de même que les gneiss des Bans, représentent de vieux granites anté-hercyniens probablement mis en place dans un bâti déjà fortement structuré, métamorphisé et migmatisé au cours d'une orogénèse précambrienne (?) marquée par un métamorphisme de relativement haute pression. La série volcano-détritique et les granites auraient ensuite été repris par un métamorphisme également catazonal, mais de basse pression, ayant abouti à la formation de la foliation régionale, de couloirs blastomylonitiques tels le linéament de La Pilatte et au développement d'une forte migmatisation à laquelle est attribuée un âge calédonien ou hercynien précoce.

Deux cycles distincts et superposés sont géochimiquement distingués dans la zone corticale : à la base un cycle volcano-détritique "hercynotype" à spilites et kératophyres qui pourrait représenter la couverture normale de l'ensemble migmatitique du Sirac-Pic de Disdier ; au sommet un cycle sédimentaire de type Culm dont les conglomérats métamorphiques du Vieux Chaillol représenteraient la partie inférieure. Le volcanisme lié à ces cycles est acide à l'Est, dans le massif du Combeynot, basique au Sud et à l'Ouest. Une faune mal conservée atteste l'âge paléozoïque inférieur de ces séries (P. GIBERGY, 1968). Deux déformations superposées hercyniennes affectent le complexe cortical : l'une est accompagnée par un métamorphisme mésozonal à disthène-staurotide, l'autre par une association à biotite-chlorite-muscovite.

Les granites intrusifs du cycle hercynien se rattachent, dans leur grande majorité, à deux lignées : l'une albitique (La Bérarde-Promontoire, Riéou Blanc, Giobertey, Rochers Rouges de la Toura), l'autre monzonitique (Turbat-Lauranoure, Étages, Ailefroide, Berches, Cray, Graou, Bourg, Orgières, Bans, Tour Choisy). Il s'agit de granites dont les âges s'étalent entre le Dévonien et le Namurien. Deux granites s'intègrent mal dans cette classification : le granite leucocrate, potassique du Combeynot qui présente des faciès de bordure microgranitiques voire rhyolitiques et dont la mise en place pourrait être tardi-hercynienne, peut-être permo-carbonifère ; le granite de Claphouse intermédiaire entre les granites monzonitiques et les granites alumineux à deux micas.

La tectogenèse alpine a largement remobilisé les complexes cristallophylliens et magmatiques pelvousiens comme le montrent la cataclase et la chloritisation des granites, ainsi que l'existence de nombreux accidents cassants et ductiles post-hercyniens dont certains correspondraient à de véritables blastomylonites (F. BARTOLI *et al.*, 1974) et d'autres à des chevauchements d'amplitude plurikilométriques (G. MENARD, 1979).



Les grès (A) et l'olistostrome sommital (B) du Champsaur oriental (Grande Barre/Uvernaus) surmontés par les unités subbriançonnaises, briançonnaises (C. Trias calcaire et dolomitique) et le Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon (D. Complexe de base et grès). Cartouche (E) : Flysch dilacéré passant à l'olistostrome sommital (Riou Meyrel près Saint-Léger-les-Mélèzes).

2.1.1.2 - Le Paléozoïque post-orogénique.

Dans le **domaine externe**, le Paléozoïque supérieur non métamorphique est nettement moins développé qu'au Sud de la chaîne. Le Carbonifère et le Permien sont limités à quelques affleurements épars, localisés, pour l'essentiel, sur les bordures ouest et nord-ouest du massif du Pelvoux, ou non loin de son contact avec les massifs cristallins adjacents du Taillefer et des Grandes Rousses.

Le Carbonifère est représenté par des conglomérats, des grès micacés et des schistes charbonneux stériles, hormis à Venosc où subsistent les traces d'anciennes exploitations d'anthracite. Ces dépôts, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, sont datés du Stéphanien inférieur par une flore abondante, ou rapportés au Houiller sur la base d'analogies de faciès.

Le Permien n'est représenté avec certitude qu'aux Rouchoux, par des conglomérats, des arkoses et des pélites de couleur rouge, remaniant des volcanites acides parmi lesquelles dominent des ignimbrites (J. APRAHAMIAN et P. GIBERGY, 1966).

Dans le **domaine pennique**, le Houiller forme l'ossature du Briançonnais externe. Ses dépôts, puissants, atteignent plus de 1000 mètres, aux environs de Briançon et se développent largement en direction du Nord ; ils s'agencent en une suite monotone de grès et de schistes micacés, souvent productifs, admettant vers le haut des lentilles de conglomérats à dragées de quartz et galets de roches endogènes. Grès et schistes sont datés du Namurien et du Westphalien A et C, alors que les conglomérats, d'extension plus réduite, sont rapportés au Stéphanien et débordent peut-être dans l'Autunien (J. FABRE, 1958 ; R. FEYS, 1963 ; C. GREBER, 1965). La mise en place de filons-couches de microdiorites, quartziques ou non, marquent la fin du Carbonifère.

Le Permien - Néopermien et Verrucano des auteurs - affleure assez largement au Nord-Est du col du Lautaret à partir du col de la Ponsonnière. Il s'agit d'argilites, de grès d'arkoses et de conglomérats rubéfiés que surmontent des rhyolitoïdes potassiques, puis des conglomérats quartzitiques à niveaux de pélites varicolores et à galets de quartz, de liparites et de jaspes. Au Sud du col de la Ponsonnière, ces conglomérats et pélites épais de 20 à 30 mètres, qui constituent les termes de passage au Trias, représentent, seuls, le Permien.

Dans les parties internes de la zone briançonnaise et dans le massif de Dora Maira, des schistes sériciteux et chloriteux à exsudats de quartz, des gneiss et des micaschistes sont rapportés au Paléozoïque supérieur largement affecté, donc, par les phénomènes de dissolution-cristallisation alpins.

2.1.1.3 - Le Mésozoïque.

Le **Trias inférieur** détritique, adhérent au socle ou au Permo-Carbonifère, est pelliculaire autour du massif du Pelvoux, surtout représenté sur sa bordure septentrionale, au plateau d'Emparis. Outre son épaisseur, jamais supérieure à quelques mètres, le Trias inférieur pelvousien se distingue du Trias de l'Argentera, du Barrot et de Barles par sa nature dolomitique : gréseux et arkosique à la base, fortement chargé de quartz détritique, il passe rapidement à des dolomies à patine rousse se terminant par des schistes jaunes et noirs. Les grès quartzitiques blancs, si fréquents au Sud de la chaîne, sont rares (Montagne de Rachas), alors que localement (rive droite du petit Tabuc, Têtes de Sainte-Marguerite - Pics du Casset) apparaissent des faciès varicolores à débris de roches volcaniques, mimant le Verrucano des zones internes, que nous verrons se développer vers le Nord, en bordure du massif de Belledonne.

Le Trias des abords du Pelvoux se différencie encore de son homologue alpin méridional par l'absence de gypses, qui influe sur le style tectonique de la couverture et son décollement, et par la présence de plusieurs coulées superposées de spilites.

Les quartzites blancs, si peu représentés dans le domaine externe, atteignent par contre 100 à 300 mètres d'épaisseur dans le Briançonnais externe où ils passent également à des calcaires dolomitiques et dolomies anisiennes et ladinienes.

À partir du **Lias**, l'évolution paléogéographique du Champsaur et du Dévoluy sera dominée par leur appartenance au domaine de sédimentation pélagique dauphinois. La sédimentation liasique est à l'origine de puissants dépôts de marnes et de calcaires dont l'épaisseur diminue vers l'Ouest et le Sud (M. GIDON, 1971). Le **Dogger** et le **Malm** sont représentés par les Terres noires du Bathonien supérieur, du Callovien et de l'Oxfordien et par les calcaires tithoniques. L'instabilité des fonds marins paraît être une caractéristique du Dévoluy au cours de ces périodes, d'abord marquées par l'existence d'une zone haute NNW-SSE, puis par la fréquence d'accidents sédimentaires : slumpings, zones d'érosions à la limite Jurassique-Crétacé, poudingues tithoniques.

Cette instabilité semble s'atténuer au cours du **Crétacé inférieur** avec l'installation d'une sédimentation vaseuse de type vocontien. Dès le Turonien cependant, une lacune sédimentaire accompagnée par place d'une discordance des dépôts de cet âge sur le Jurassique terminal, témoignent de la reprise de mouvements. L'érosion du Turonien, le dépôt de formations détritiques coniaciennes grossières à passées gréseuses,

l'absence de Santonien, les lacunes et discordances internes du Campanien-Maëstrichtien soulignent la mobilité de plus en plus grande de cette partie de la zone externe qui, comme ailleurs, voit son émergence totalement réalisée à la fin du **Crétacé supérieur**. On retiendra l'abondance particulière des terrigènes quartzeux dans les assises terminales du Mésozoïque, présents du Turonien au Maëstrichtien inclus, et que l'on rencontre dans d'autres régions plus occidentales ou méridionales : Tricastin, massif d'Uchaux, région d'Orange, Nyons, Dieulefit, Diois, pays nord-varois.

L'instabilité pré-cénomaniennne est actuellement mise en relation avec une tectonique distensive liée à l'expansion téthysienne (P. C. DE GRACIANSKY et M. LEMOINE, 1988), alors que les mouvements anté- et post-sénoniens marquent la mise en compression du domaine alpin.

Le **Crétacé** est pratiquement absent dans le Champsaur. Il n'affleure que sur le sommet sud de Soleil-Bœuf où ont été reconnus et datés des calcaires du Berriasien-Valanginien-Hauterivien et des calcaires siliceux et radiolarites attribués au Barrémien et à l'Aptien. Ces dépôts crétacés qui appartiennent à une écaille qualifiée d'ultradauphinoise, mais que leurs faciès rapprochent des sédiments subbriançonnais de même âge du massif du Piolit (J. DEBELMAS, 1980), sont les seuls qui aient été préservés de l'érosion anté-nummulitique entre le bord du Pelvoux et le front pennique.

Le Mésozoïque subbriançonnais et briançonnais ne renferme que peu de matériaux terrigènes siliceux. La "Brèche de l'Argentière", d'âge crétacé moyen probable, renferme aux côtés de galets de calcaires, quelques éléments siliceux (J. DEBELMAS, 1959). À l'Est du sommet Drouvet et au col des Envers de Gramusot, des conglomérats polygéniques à matrice calcaréo-gréseuse, en position également subbriançonnaise, ont été rapportés au Nummulitique, mais pourraient tout aussi bien être d'âge méso- ou néocrétacé en raison de leur ressemblance avec les faciès bréchiens précédents (J. DEBELMAS, 1980).

La limite Crétacé-Tertiaire est mal connue dans le Subbriançonnais et le Briançonnais. Des calcaires et des calcschistes planctoniques à couches varicolores, renfermant localement, dans quelques écailles subbriançonnaises, des bancs de grès ou de microconglomérats, voire des lentilles de brèches polygéniques, ont pu être datés du Crétacé supérieur et du Paléocène grâce à la présence de Globigérines. Le passage des calcschistes planctoniques au flysch noir subbriançonnais aurait été observé entre le Garabrut et le plateau de Basset sur le territoire de la feuille à 1:50.000ème d'Orcières (J. DEBELMAS, *op. cit.*).

Les matériaux terrigènes mésozoïques sont par contre bien représentés dans les nappes de Flyschs

à Helminthoïdes : des grès calcaires, des calcaires et des pélites noires d'âge sénonien (et éventuellement paléocène) constituent la nappe de l'Autapie, alors qu'un épais complexe de base de schistes noirs et versicolores attribués au Cénomaniens-Turonien, que surmontent des grès massifs, des conglomérats à éléments cristallins et des alternances rythmiques granoclassées de grès fins, de pélites et de calcaires argileux d'âge turonien-santonien, forment la nappe du Parpaillon (M. LATREILLE, 1961 ; C. KERCKHOVE, 1969).

2.1.1.4 - Le Cénozoïque : cartes de paléofaciès du Nummulitique.

Dans le Champsaur et le Dévoluy, l'état très fragmentaire des connaissances biostratigraphiques ne permet pas de dresser une suite de cartes de paléofaciès du Paléogène aussi précise et détaillée que celle des Alpes maritimes *s.l.* L'intensité de la déformation des matériaux rocheux, notamment dans le Champsaur oriental, en est l'une des causes. La synthèse présentée ici est un simple essai qui rend surtout compte du déplacement du front de transgression entre le Lutétien-Bartonien et l'Oligocène inférieur. Elle s'appuie sur les travaux de S. BEUF (1959), J. BOUSSAC, R. DUBOIS (1962), M. DUCROZ (1962), J. ESPITALIE et J. SIGAL (1961), P. FABRE et J.-L. PAIRIS (1984), P. FABRE *et al.* (1986), P. GIDON (1953), M. GIGNOUX et L. MORET (1932, 1938), M. GIGNOUX *et al.*, 1934), M. GIGNOUX (1936), E. HAUG ET W. KILIAN (1902), C. KERCKHOVE ET J.-L. PAIRIS (1986), M. LATREILLE (1961), P. LORY et A.-F. DE LAPPARENT (1937), F. NEUVEU (1957), J.-L. PAIRIS (1988) et utilise, pour l'essentiel, la répartition des macro-Foraminifères et, de manière plus subordonnée, les Foraminifères planctoniques et le nannoplancton. Comme pour les Alpes maritimes *s.l.*, l'échelle biostratigraphique retenue est celle de A. BLONDEAU *et al.* (1968), l'attribution des biozones aux divers étages ayant été effectuée en fonction du découpage adopté pour le Paléogène par C. CAVELIER et C. POMEROL (1986). Un rôle important a été attribué aux grands accidents linéamentaires du type "Aspres-les-Corps" ou "La Selle" (*cf. infra*, p. 177) lors de la définition des principales étapes de la transgression et des limites de faciès dans le bassin (fig. 68).

À l'Est et au Sud du Pelvoux, la transgression nummulitique s'effectue sur des substrats lithologiquement très diversifiés en raison de l'importance des phénomènes d'érosion qui ont accompagné et suivi l'épisode de plissement anté-sénonien bien visible dans le Dévoluy et l'émergence généralisée du domaine externe. L'installation du régime marin est précédée par le dépôt, dans des zones déprimées, de sédiments estuariens et laguno-

lacustres souvent rubéfiés, conglomératiques, sableux, gréseux ou marneux, assimilables aux couches infra-nummulitiques décrites par J. BODELLE dans l'arc de Castellane. Ces dépôts affleurent ponctuellement et d'Est en Ouest : à la Côte du Vachieux en rive droite du torrent de La Selle, dans la boutonnière de Dourmillouse sous le Serre Eyraut et près de la Cabane de la Jaline, à la Rouite, en rive droite du Drac près du Pont de Corbière, sur la crête de l'Arche au Nord de la vallée du Tourond, près du lac Geaufray ou des Barbeyroux, pour le Champsaur, au pic Pierroux et au Farot où leur épaisseur dépasse la centaine de mètres, ainsi que sur l'ensemble du bord occidental du synclinorium du Dévoluy jusqu'au-delà de Montmaur (La Pinatelle, La Madeleine - Creyers, Fumey). Ils atteignent les confins du Bochaine, du Diois et du Trièves vers le Nord-Ouest, avec les sables réfractaires ferrugineux, les argiles rouges et les croûtes siliceuses du synclinal de Lus-la-Croix-Haute (Gorges du Rioufroid, le Trabuech). Un âge paléocène à lutétien est attribué à ces sédiments en l'absence de marqueurs paléontologiques.

Le passage d'un environnement continental au milieu marin s'effectue par un ennoyage progressif de paléoreliefs au pied desquels s'accumulent brèches et poudingues. Ces terrigènes grossiers, véritables conglomérats de base liés à la transgression nummulitique, sont particulièrement bien développés près de La Rouya vers l'Est, au col de Riou Beyrou (Cabane des Parisiens) sur le versant sud du Vieux Chaillol et sous le Pas de l'Escalier dans les affleurements paléogènes extrême-occidentaux du Champsaur. Les éléments remaniés, souvent peu roulés et de taille conséquente, y sont d'origine endogène, emballés dans une matrice arkosique et gréseuse. Dans le ravin des Roranches et au Pic de Soleil Bœuf par contre, au Sud des affleurements du Champsaur occidental, ce sont des conglomérats à galets de roches sédimentaires tithoniques et néocomiennes qui marquent le passage au domaine marin.

L'installation de la plate-forme carbonatée s'effectue d'abord sous une faible tranche d'eau comme en témoignent, par leur épaisseur souvent réduite à quelques mètres, voire moins, et par leur contenu macrofaunistique riche en Lamellibranches, Gastéropodes et Polypiers, les calcaires à Nummulites des boutonnières du Fournel et de Dourmillouse ou du col de Riou Beyrou. Le début de la transgression est difficile à cerner avec précision, mais peut raisonnablement être fixé au **Lutétien supérieur** (partie supérieure de la biozone A), au Sud-Est et à l'Est du Pelvoux, pour le Paléogène des écaillles subbriançonnaises. La présence de grandes Nummulites lutétiennes dans des conglomérats polygéniques, grès et calcaires emballés dans le Flysch noir d'Orcières (Boussensayes, Forest des Estaris) ou dans des

brèches jalonnant sa base (Roc des Hommes), la reconnaissance de *Nummulites millecaput* dans les conglomérats à éléments de roches endogènes des unités de La Martinasse et de l'Hermetière, de *N. millecaput* et *N. perforatus* dans des microbrèches du Flysch de Saint-Clément, argumentent cette proposition. L'hétérochronie des conglomérats à galets d'ignimbrites constatée dans les Alpes maritimes n'apparaît pas ici, à moins que les grandes Nummulites lutétiennes "coincées entre les galets" (M. LATREILLE, *op. cit.*), ne soient remaniées comme celles - brisées - des conglomérats polygéniques paléogènes du Subbriançonnais de l'Ubaye méridionale.

La transgression paraît atteindre le Champsaur oriental à l'extrême fin du **Bartonian** ou au tout début du **Priabonien** (biozone B). Dès cette époque en effet se déposent, directement en discordance sur le socle du Pelvoux ou immédiatement au-dessus de brèches à éléments de roches endogènes d'origine locale, les calcaires gréseux à *N. striatus* et *N. incrassatus* de la crête de la Blanche et de La Rouya. Le front de transgression est probablement orienté NE-SW à NNE-SSW, selon la direction de la zone linéamentaire de La Selle ou "hiatus sud-pelvousien" qu'il n'a vraisemblablement pas dépassée alors : *N. incrassatus* est en effet signalée par L. MORET dans des calcaires de la région de Pont du Fossé, en rive gauche du Drac, que M. LATREILLE place en écaille à la base des nappes de flyschs. Quant à *N. striatus*, S. BEUF l'a reconnue en rive droite du Drac, sous le hameau de La Coche. Vers le Sud-Ouest, le raccord avec les Alpes maritimes s'effectue par l'intermédiaire du Nummulitique des écaillles de Faucon - Turriers. On notera que ces écaillles se situent, comme celles de Soleil Bœuf auxquelles on les compare (M. GIDON et J.-L. PAIRIS, 1980-81) au-delà d'une zone linéamentaire à jeu décrochant dextre : le linéament de Clamensane.

Les assises basales du flysch subbriançonnais de Saint-Clément pourrait être contemporaines du dépôt des calcaires bartoniens-priaboniens de la zone externe. Ce flysch récemment interprété comme un prisme d'accrétion *pro parte* (J.-L. PAIRIS et C. KERCKHOVE, 1987) renferme, dans ses membres cohérents, des lentilles de microbrèches montrant l'association : *N. millecaput*-*N. perforatus* qui, si elle n'est pas remaniée, lui assigne en fait un âge Lutétien supérieur-Bartonian. Ce type de dépôt cadre cependant assez mal avec la sédimentation, dans le même domaine subbriançonnais et au cours du même intervalle de temps, des conglomérats polygéniques à galets d'ignimbrites ; il pourrait être légèrement postérieur et remanier les microbrèches fossilifères représentant, dans cette hypothèse, un équivalent latéral des conglomérats.

La mer paléogène recouvre le Champsaur occidental au cours du **Priabonien** (biozone C,

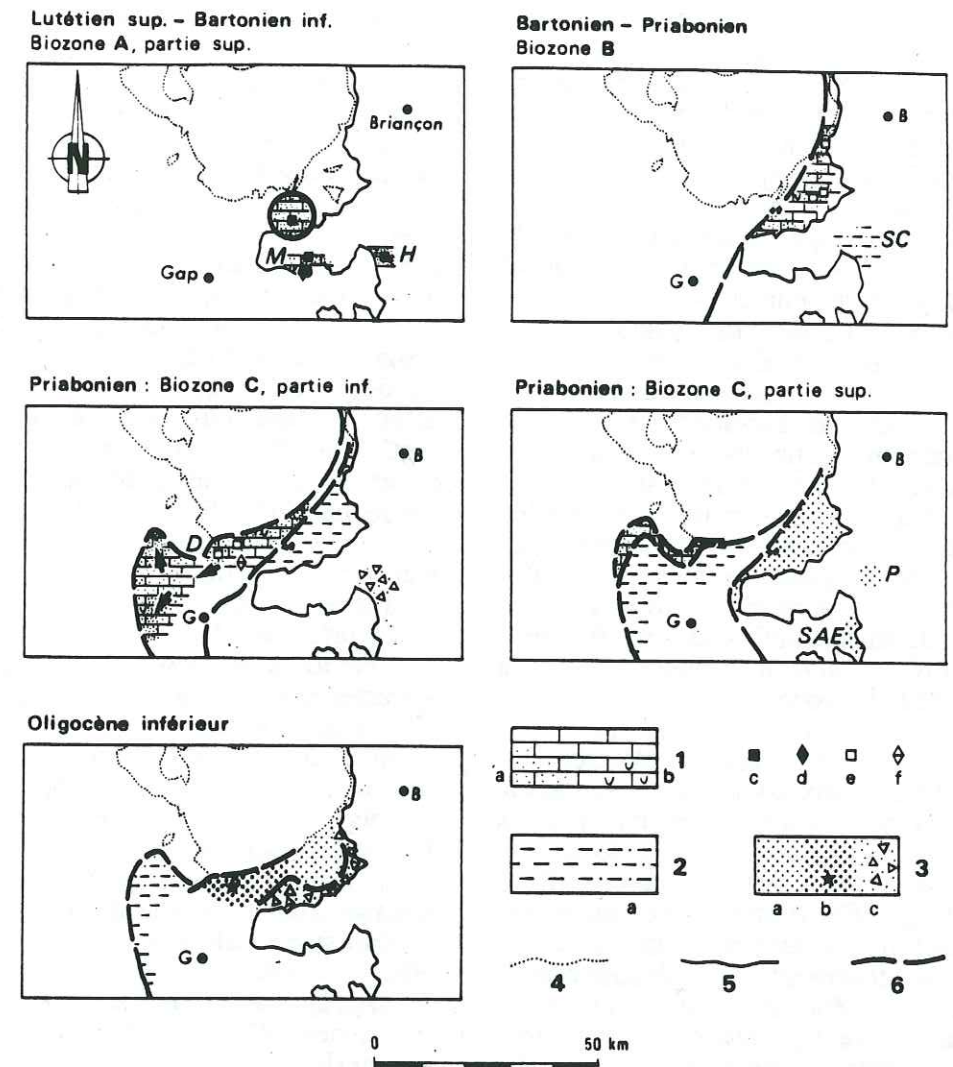


Fig. 68. - Cartes de paléofaciès du Nummulitique du Champsaur et du Dévoluy.

1. Faciès carbonatés de plate-forme, détritiques (a), à Algues (b), avec conglomérat de base à éléments de roches endogènes (carrés) et exogènes (losanges) d'origine interne (c, d) et externe (e, f) (les lames isolées de conglomérats polygéniques, grès et calcaires subbriançonnais à grandes Nummulites lutétiennes du lobe d'Orcières sont cerclées) ; 2. Faciès marneux passant à des faciès grés-pélimitiques (a) ; 3. Faciès détritiques turbiditiques : flysch grés-pélimitique (a), grauwaques (b) avec volcanisme calco-alcalin associé (étoile pleine), "schistes à blocs" synchronappes (c) ; 4. Contours actuels des socles régionaux et de leur tégument ; 5. Limites d'unités structurales alpines majeures ; 6. Limites de faciès.

Les flèches soulignent la progression de la transgression dans le Dévoluy.

D. Paléorelief anticlinal du Drac ; H. Conglomérat de l'unité de l'Hermetière ; M. Conglomérat de l'unité de La Martinasse ; P. Flysch de l'unité de Pinfol ; SAE. Flysch de Saint-André d'Embrun ; SC. Complexe de Saint-Clément.

partie inférieure). Les calcaires, transgressifs sur le massif du Vieux Chaillol par l'intermédiaire d'une brèche de base à éléments cristallins, renferment en effet *N. fabianii* à leur base, puis *N. garnieri* dans les termes plus élevés. Très rapidement, la mer gagne ensuite le proche Dévoluy, freinée au passage par l'existence d'un paléorelief qu'elle contourne au Sud : l'anticlinal du Drac (R. DUBOIS, *op. cit.*). Cette structure est largement amorcée dès le Nummulitique comme en témoignent les poudingues remaniant le Sénonien

de la Montagne de Faraut (Le Farot), dont l'épaisseur peut atteindre la centaine de mètres. Cette mer envahit successivement le bassin de Saint-Étienne-en-Dévoluy, puis la future zone synclinale de Montmaur, régions dans lesquelles n'est représentée que la biozone à *N. garnieri* d'après les travaux récents (P. FABRE et J.-L. PAIRIS, *op. cit.*). L'âge de la transgression nummulitique du Dévoluy, tantôt fixé à l'Oligocène, tantôt au Priabonien, a fait l'objet de controverses. J. BOUSSAC a reconnu à Malmort *N. vascus* qui est

strictement oligocène (A. BLONDEAU, comm. écrite). De même, F. NEVEU signale, au Mas près de Saint-Disdier, l'association : *N. incrassatus*-*N. budensis*-*N. vascus*. P. LORY et A.-F. DE LAPPARENT notent, au Mas, près de la route de Corps, dans le ravin des Queyras, à Malmort et à l'Enclus, la présence de *N. bouillei*, *N. incrassatus*, *N. budensis*, qui caractérisent plutôt le haut de la biozone C et la fin du Priabonien. Quant à la biozone à *N. garnieri*, elle couvre le milieu du Priabonien mais pourrait s'étendre jusqu'au sommet de cet étage (A. BLONDEAU, comm. écrite). L'apparition des faciès marneux dans le bassin externe peut coïncider avec l'accident de La Selle, dont le fonctionnement provoque l'installation d'une zone basse vers l'Est et le Nord-Est.

Dans le Subbriançonnais, se mettent en place les schistes à blocs du Flysch de Saint-Clément. Les parties hautes de ce complexe renferment en effet des lentilles de calcaires planctoniques à Nummulites éocènes, parmi lesquelles les plus récentes : *N. chavannesi* et *N. garnieri*, marquent au moins la première moitié de la biozone C.

Le Priabonien correspond également à l'apparition des faciès turbiditiques dans le bassin. Le flysch de l'unité de Pinfol renferme des niveaux carbonatés à *N. incrassatus*, *N. striatus*, *N. garnieri* et, peut-être, *N. bouillei* (J.-L. PAIRIS et C. KERCKHOVE, 1987, 1988), une partie de ces Nummulites étant probablement remaniée. Si *N. bouillei* est réellement présente, la sédimentation de ce flysch n'a pu débuter qu'avec la partie supérieure de la biozone C, sinon *N. striatus* signe plutôt, avec les autres Nummulites, la première moitié de cette même biozone. Il est raisonnable d'envisager une extension des faciès turbiditiques à tout le Champsaur oriental au cours de la fin du Priabonien (biozone C, partie supérieure), la poursuite du fonctionnement de l'accident de La Selle aboutissant à l'installation d'un bassin à remplissage détritique en eau profonde.

Dans le Champsaur occidental et peut-être dans le Dévoluy débute concurremment le dépôt des marnes. L'âge des marnes du Dévoluy prête encore à discussion. Le nannoplancton signe les biozones NP19-20 et le Priabonien, ceci jusque dans les termes sommitaux tant au Nord qu'au Sud du Petit Buech, alors que les ensembles palynologiques indiquent l'Oligocène inférieur à moyen (P. FABRE *et al.*, *op. cit.*). Le problème demeure actuellement entier, qu'il s'agisse d'un remaniement microfaunistique ou d'un décalage des échelles biostratigraphiques. On remarquera cependant que les palynomorphes sont très influencés par le climat qui, d'après les taxons reconnus, était "tempéré frais humide à froid", ce qui oblige à conclure à l'existence de reliefs non négligeables compte tenu de la latitude estimée du Dévoluy au Paléogène (40° de latitude nord, J. DERCOURT *et al.*, 1985). Quoiqu'il en soit, la sédimentation

marneuse a pu débuter, dans cette région, au cours du Priabonien et se poursuivre au début de l'Oligocène inférieur, la présence de *Caucasina oligocoenica* et *Uvigerina oligocoenica* (J. ESPITALIE et J. SIGAL, *op. cit.*), foraminifères de mer ouverte, renforçant cette hypothèse. Dans l'aire synclinale de Saint-Étienne et de Saint-Disdier-en-Dévoluy, l'arrivée de plus en plus importante de matériaux pélitiques et gréseux entraîne des modifications lithologiques importantes en direction du Nord-Ouest, les marnes prenant progressivement l'aspect d'un flysch annonciateur du dépôt des grès glauconieux de Saint-Disdier effectué dans un contexte de mer régressive, laguno-lacustre, ceci au cours de l'Oligocène supérieur d'après les gyrogonites découvertes à La Cluse par J.-C. FONTES (1961). La subsidence s'est donc poursuivie dans le bassin de Saint-Étienne au cours de l'Oligocène inférieur, contrairement à la région de La Cluse - Montmaur restée plus littorale.

Toujours au cours de l'Oligocène inférieur apparaissent, au toit des grès et pélites du Champsaur oriental, les schistes à blocs synchrones du lobe d'Orcières et leurs équivalents latéraux, dont la matrice argileuse renferme des Globigérinidés remaniés indiquant au plus l'Éocène supérieur (J. DEBELMAS, 1980). Dans le Champsaur occidental se sédimentent les grauwackes à débris d'andésites, témoins d'un volcanisme calco-alcalin synsédimentaire (S. BEUF, 1959 ; S. BEUF *et al.*, 1961, J.-D. GIRAUD, 1983), au sommet desquelles s'intriquent des pélites sombres (Col de Clémens, La Pousterle), que la thermoluminescence permettra de rapprocher de la matrice de l'olistostrome oriental, seul le matériel fin gagnant ces parties du bassin paléogène plus éloignées du front des nappes.

2.1.2 - Cadre structural.

Le cadre structural du Dévoluy et du Champsaur est celui des chaînons subalpins méridionaux et des zones dauphinoise et ultra-dauphinoise. Le socle du massif cristallin externe du Pelvoux, sa couverture mésozoïque et paléogène, forment le soubassement des nappes alpines qui, dans l'Embrunais, débordent largement vers l'Ouest. Le front d'érosion de ces nappes, très découpé par les demi-fenêtres d'Embrun et de Prapic, la présence de fenêtres telles celle du torrent du Couleau, de boutonnières (Dourmillouse, Fournel), rendent aisée l'analyse de ce substratum composé d'un empilement d'écaillles parautochtones à vergence externe et dont les déformations sont polyphasées, superposées depuis le Crétacé supérieur jusqu'au cours du Néogène.

L'un des traits structuraux essentiels des abords du Pelvoux réside dans la présence d'accidents majeurs à valeur linéamentaire et jeu alpin vertical,

décrochant et/ou chevauchant, pour la plupart apparentés à des familles N50°E, N140°E (P. VIALON *et al.*, 1976) et subméridiennes, qui découpent aussi bien les socles que les couvertures parautochtones ou nappées. D'Ouest en Est peuvent ainsi être distingués, pour les régions qui nous préoccupent, le linéament d'Aspres-les-Corps (M. GIDON *et al.*, 1976) et ses prolongements méridionaux, la zone linéamentaire de Villar-Loubière jalonnée de Mésozoïque et courant depuis le Valsenestre jusqu'au synclinalorium de l'Aiguille de Morges (J. VERNET, 1964), le "hiatus sud-pelvousien" et ses failles satellites de type La Selle (J.-P. GRATIER *et al.*, 1973) ou faille de Méollion (J.-L. PAIRIS *et al.*, 1986) et de Pont du Fossé (C. KERCKHOVE *et al.*, 1978), le réseau de failles de la Durance (J. DEBELMAS, 1953, 1955). Vers le Nord, le chevauchement de la Meije décrit dès 1831 par E. de BEAUMONT et reconnu au Sud jusqu'au-delà de l'Olan (J. VERNET, 1964 ; P. LE FORT, 1973 ; J.-C. BARFETY et A. PECHER, 1984), ou celui du Combeynot, témoignent également de l'importance du raccourcissement alpin des socles externes effectué selon des directions NNW-SSE et E-W à NE-SW (J.-C. BARFETY et A. PECHER, *op. cit.*).

Ces zones linéamentaires et les failles de second ordre qui en dérivent, outre le rôle qu'elles jouent dans la sédimentation des bassins mésozoïque et cénozoïque parfois installés à leur aplomb, délimitent des entités structurales qui intègrent dans la plupart des cas socle et couverture et dont le style tectonique est propre.

C'est par le linéament d'Aspres-les-Corps que s'initie le grand chevauchement de Digne. Ce chevauchement est l'élément majeur des chaînes subalpines méridionales et passe en continuité vers le Nord à la couverture adhérente au socle du Pelvoux. De part et d'autre de ce linéament qui, dans le Dévoluy, prend le nom de chevauchement médian en divisant longitudinalement le synclinalorium sénonien et paléogène superposé aux structures plicatives antésénoniennes du massif subalpin, sont distingués deux domaines : la "bande de Veynes" et les massifs de Céüse et de Charance (M. GIDON, 1971). À l'Ouest les grandes structures résultent de l'interférence des directions plicatives antésénoniennes N75°E et de plis obliques N120°E dont la formation pourrait avoir débuté dès le Coniacien ; elles sont découpées par un réseau de fractures associant des directions N150°E et N10°E auxquelles s'ajoutent des directions subordonnées N40°E. À l'Est, des plis subméridiens post-oligocènes interfèrent avec les plis obliques N120°E et masquent presque totalement les directions structurales antésénoniennes.

Ces familles de plis sont absentes du dôme de Remollon et du sillon de Gap où la stratification est

déformée en un vaste bombement d'ensemble et recoupée par une schistosité très redressée orientée N130°E.

Le "hiatus sud-pelvousien" sépare, dans le Champsaur, la couverture secondaire et tertiaire adhérente au socle du Pelvoux d'un ensemble plus oriental d'écaillles parautochtones à matériel cristallin et sédimentaire (zone ultra-dauphinoise s.s.).

À l'Ouest de cette zone linéamentaire, le Nummulitique, transgressif sur un Jurassique fortement schistose et sur le socle du Vieux Chaillol, affleure en dalle monoclinale déformée par quelques plis et duplicatures ; il cache des écaillages de cristallin sur le Lias, des failles, ainsi que des plis de direction E-W à NE-SW. L'absence totale de Crétacé ne permet pas de dater avec précision les déformations anté-nummulitiques qui peuvent tout aussi bien être contemporaines de celle du Dévoluy que de la limite Crétacé-Éocène (J. DEBELMAS, 1980).

À l'Est, sont distinguées : l'écaille du Sirac - Dourmillouse - Prapic, qui serait à l'origine des écaillles plus occidentales de Soleil-Bœuf également interprétées comme de méga-olistolites interstratifiées dans l'olistostrome paléogène sommital (M. GIDON et J.-L. PAIRIS, 1980-81), et l'unité parautochtone inverse du plateau de Basset (C. KERCKHOVE *et al.*, *op. cit.*). La déformation du Paléogène, analysée par P. PLOTTO entre l'accident de la Selle et le front pennique, révèle l'existence de plis P1 en chevrons pluri-décamétriques à plurihectométriques synschisteux, symétriques à l'Ouest, très dissymétriques à flancs ouest courts et est longs à l'Est, déversés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Les axes de plis ont une direction moyenne N160°E passant assez brutalement à N20°E vers le NW et plus progressivement à N145°E puis N10°E. La schistosité régionale S1, de dissolution-cristallisation, associée à un métamorphisme anchizone à épizone (cf. 2ème partie, § 2.2, p. 50) est à pendage ouest ou est fort à l'Ouest, à pendage vers l'Est, faible en direction du domaine pennique. Elle est déformée par une crénulation de phase 2 à pendage est ou ouest interprétée, suivant le sens de son pendage et en l'absence de grandes structures associées qui déformeraient les plis P1, comme une suite de la première schistogenèse inscrite dans une même tectonique d'ensemble, avec possibilité de blocage local des glissements suivant S1 (P. PLOTTO, *op. cit.*) ou liée à un déversement des structures vers l'Est (P. TRICART, 1980). Dans les schistes à Globigérines et dans les schistes à blocs, P. PLOTTO distingue, en plus des schistosités S1 et S2, deux "strain-slip" S3 et S4 qui seraient liés au "glissement-étirement" de fin de phase et à son blocage.

Le taux de déformation moyen, évalué à partir de l'analyse géométrique des plis dans le complexe

détritique terminal, est de l'ordre de 30% ; il est plus élevé à l'Est, sous le front des nappes (38%) et à l'Ouest en bordure du "hiatus sud-pelvousien" (31%), qu'au centre de la zone d'affleurement du Paléogène de l'écaille du Sirac - Dourmillouse - Prapic (23-24%).

Dans ce domaine oriental, les Grès du Champsaur et la partie supérieure des calcschistes sous-jacents s'opposent, par leur comportement tectonique, aux calcaires à Nummulites et aux socles visibles dans les boutonnières de Dourmillouse et du Fournel : l'ensemble supérieur apparaît cisailé et translaté vers l'Ouest-Sud-Ouest par rapport à l'ensemble inférieur plus rigide. Le cisaillement général senestre serait en relation avec un raccourcissement N50-N80°E.

P. TRICART (*op. cit.*) interprète ces déformations et leur enchaînement temporel par l'existence d'un "cisaillement crustal majeur qui voit la plongée du socle dauphinois... sous l'ensemble pennique externe chevauchant vers l'W".

À la diversité structurale régionale du domaine externe s'ajoute celle des nappes de l'Embrunais qui le chevauchent, faites de Flysch à Helminthoïdes et d'écaillles d'origine subbriançonnaise et briançonnaise pour l'essentiel.

Deux ensembles sont distingués dans l'empilement structural allochtone : un ensemble inférieur composé d'écaillles subbriançonnaises dilacérées emballées dans un "flysch noir" éocène, et de la nappe de Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie ; un ensemble supérieur représenté par la nappe de Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon qui repose sur le premier ensemble par l'intermédiaire d'écaillles basales d'origine subbriançonnaise ou briançonnaise (J. DEBELMAS, 1980). La nappe du Parpaillon est elle-même dédoublée en un corps principal et une unité supérieure : la digitation de Crévoux-Pic.

Les nappes briançonnaises de couverture, désolidarisées de leur substratum carbonifère et permotriassique au niveau du Werfénien supérieur, chevauchent les unités structurales précédentes par l'intermédiaire d'un accident majeur que P. TRICART (1986) assimile à un cisaillement crustal profond.

Trois phases schistogènes affectent le Briançonnais, deux seulement les nappes de Flysch à Helminthoïdes déformées par des plis en chevrons déversés à couchés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest.

La chronologie des déformations des nappes de flyschs, leur mode de mise en place, qui nous intéressent directement dans le cadre de ce travail, sont actuellement l'objet de discussions que résumons les deux calendriers tectoniques suivants :

- charriage et déformation associée des nappes de flyschs crétacés dont la mise en place s'effectue en deux temps : charriage sous-marin précoce, à la

limite Éocène-Oligocène, de la nappe de l'Autapie, qui poursuit son avancée épiglyptique vers l'Ouest au cours de l'Oligocène, suivi par le charriage tardif de la nappe du Parpaillon sur une surface d'érosion postérieure aux plissements finio oligocènes (C. KERCKHOVE, 1969) ;

- charriage principal, sans ou avec structures compressives associées, des nappes de flyschs qui dépassent la zone briançonnaise dans leur progression vers l'Ouest avant la première schistogénèse affectant cette zone autour de la limite Éocène-Oligocène. La nappe du Parpaillon est ensuite redécollée, plissée et schistosée lors du premier épisode tectonique déformant les matériaux de la zone dauphinoise s.l. à l'Oligocène supérieur ou à la limite Oligocène-Miocène, puis affectée par une seconde déformation synschisteuse à la fin du Miocène (P. TRICART, 1980).

Le premier charriage de la nappe du Parpaillon, dans l'hypothèse d'une translation accompagnée d'une déformation schistogène, se serait effectué en direction du Nord-Ouest, le second vers le Sud-Ouest d'après l'analyse de la linéation d'étirement perpendiculaire à l'axe des plis synschisteux (O. MERLE et J.-P. BRUN, 1981 ; O. MERLE, 1982).

Dans la seconde hypothèse, les phases schistogènes tertiaires ayant déformé les nappes de flyschs auraient conjointement affecté la zone dauphinoise s.l. Elles correspondraient aux déformations synschisteuses 2 et 3 du Briançonnais, précédées dans ce dernier domaine par un premier épisode tectonique également schistogène et responsable de la mise en place des nappes à la limite Éocène-Oligocène. Cet épisode aurait lui-même été précédé, dans le domaine piémontais, par un plissement intrafoliaire généralisé, accompagnant la cristallisation des premiers minéraux dans un climat métamorphique de haute pression et de basse température (J.-M. CARON, 1977).

Tel est le calendrier tectonique des grands ensembles structuraux rencontrés au sud du Pelvoux et ses abords.

2.2 - ORIGINE DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES PALÉOGENES.

2.2.1 - Les faciès de transgression du Nummulitique.

2.2.1.1 - Historique.

L'origine des matériaux détritiques déposés lors de la transgression paléogène n'a fait l'objet d'aucune recherche systématique à ce jour. À la faveur d'observations ponctuelles ou en marge d'études plus générales, quelques auteurs se sont attachés à définir la nature des blocs et galets

constituant les formations infra-nummulitiques ou le conglomérat de base paléogène.

Dans le Dévoluy, où le remaniement des calcaires à silex sénoniens et plus rarement jurassiques dans les formations continentales de la limite Crétacé-Tertiaire est signalé depuis longtemps, l'accent a été mis, récemment, sur l'importance des brèches de démantèlement qui localement troublent le début de la sédimentation paléogène : aux Adroits de l'Aup, sur le flanc oriental du Gicon, ce sont des lames de Sénonien de plusieurs centaines de mètres de longueur qui se dilacèrent en lentilles dans les calcaires intermédiaires faisant suite aux calcaires à Nummulites (P. FABRE *et al.*, 1985). L'importance des remaniements locaux, leur répartition sur les marges du bassin, notamment dans la partie nord de la Montagne de Faraud interprétée comme le flanc occidental d'un paléorelief anticlinal anté-nummulitique, a fait conclure à P. DUBOIS (1962) à l'absence de matériaux d'origine pelvousienne. C'est à la même conclusion que parviendra M. DUCROZ (1962), qui invoque soit la présence d'un haut-fond, soit celle de courants marins pour expliquer l'absence de galets en provenance du Pelvoux.

Dans le Champsaur occidental, S. BEUF (1959) note la présence de "granites, microgranites, micaschistes et gneiss" remaniés dans le conglomérat infra-nummulitique du lac Geauffrey. Plus à l'Est, dans la combe des Roranches, il remarque l'absence de classement et l'hétérogénéité du matériel de ce même conglomérat dont les éléments, tous exogènes, proviennent à près de 80% du démantèlement des calcaires à silex tithoniques auxquels s'ajoutent des galets de Néocomien. Les faciès proprement marins renferment pour leur part des galets provenant de formations plus anciennes : du Lias, du Trias et d'un socle cristallin. Sous le hameau de La Coche, et toujours dans les formations infra-nummulitiques, des spilites et des grains de quartz éolisés s'ajoutent aux calcaires et dolomies triassiques. Au Nord, le conglomérat de base du Col de Riou Beyrou renferme exclusivement des galets de "schistes cristallins" d'origine locale (J. BOUSSAC, 1912), M. VUAGNAT (1964) et P. LE FORT (1973) attirant pour leur part l'attention sur le remaniement des conglomérats métamorphiques de la zone corticale du Vieux Chaillol à la base du Nummulitique de ce secteur, où "des cuvettes de cristallophyllien sont ainsi remplies d'un conglomérat de conglomérat".

Dans les écaillles de Soleil-Bœuf, c'est encore du Tithonique auquel s'ajoute du Crétacé que signale S. BEUF dans les faciès de transgression.

Dans le Champsaur oriental, et à la suite de C. LORY (1864), P. GIDON (1954) analyse succinctement les conglomérats affleurant à l'Est de

La Blanche et de La Rouya : les blocs cristallins y sont "anguleux, reliés par un ciment sableux et siliceux extrêmement résistant", alors que vers l'Ouest, au hameau des Grésourières apparaissent de rares galets mésozoïques. En rive droite du torrent de La Selle, le même auteur observe, dans le conglomérat rubéfié de la Côte du Vachieux, "des galets cristallins de nature identique aux gneiss de la région, des dragées de quartz, des fragments...d'aspect tout à fait semblable aux tufs cinéritiques qui accompagnent les spilites". Celles-ci sont également remaniées à la base des calcaires à Nummulites des abords de la boutonnière de Dourmillouse. Pour J. BOUSSAC (1912), il s'agissait de "roches éruptives analogues à celles que l'on trouve dans les grès mouchetés du Chaillol" accompagnant des galets et blocs de gneiss et micaschistes pouvant atteindre, à la base du conglomérat, 40 centimètres de diamètre.

L'ensemble de ces observations souligne l'origine très locale des blocs et galets remaniés dans les formations liées à la transgression paléogène dans le domaine externe.

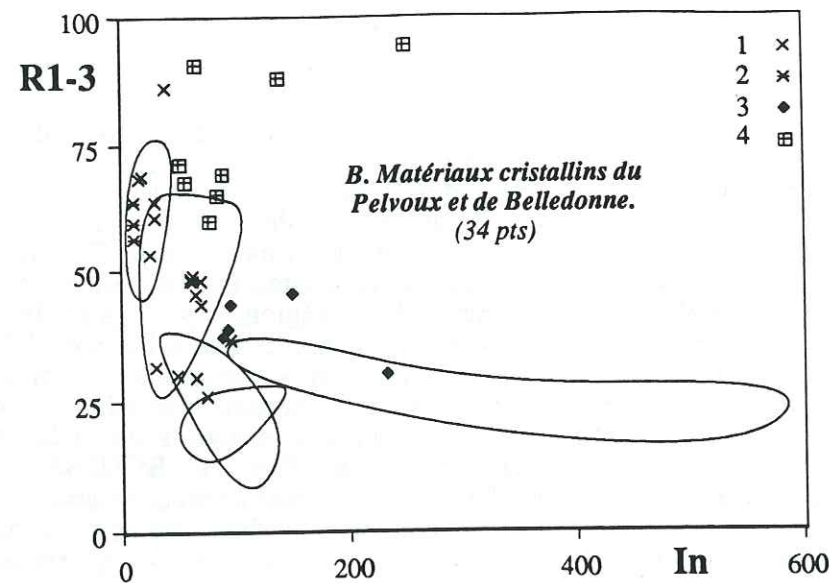
Quant aux ignimbrites alcalines, sodiques (*cf. supra*, p. 134) remaniées dans le conglomérat lutétien de l'unité subbriançonnaise de la Martinasse, M. LATREILLE leur attribue une origine sud-est en raison de l'épaisseur plus conséquente de ce lithofaciès en Ubaye méridionale. Aux côtés des volcanites le même auteur signale par ailleurs la présence de granites alcalins et, parmi les constituants d'origine sédimentaire, des radiolarites du Malm "qui se présentent sous la forme de débris de silex anguleux, de couleur noire ou vert sombre".

Citons pour terminer les galets de granites, rhyolites, quartzites découverts très récemment dans le conglomérat de l'unité subbriançonnaise de l'Hermetière chevauchée par la nappe du Parpaillon dans le vallon de Palps (C. KERCKHOVE et J.-L. PAIRIS, 1986), la présence de volcanites acides soulignant l'extension, vers l'Est et le Nord, de nos cordillères médio-alpines.

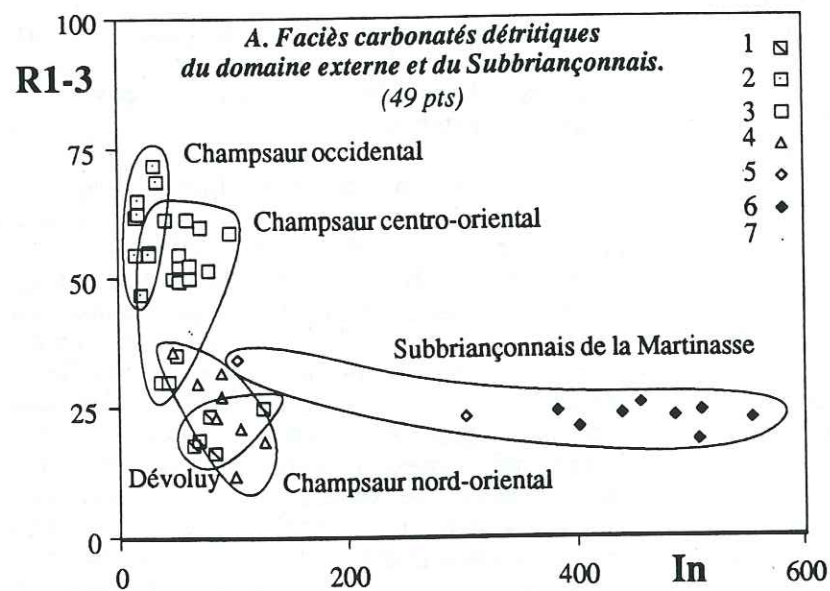
2.2.1.2 - Thermoluminescence.

Que nous apprend la thermoluminescence des quartz disséminés dans les brèches et les poudingues marquant l'installation de la mer paléogène, puis dans les calcaires à Nummulites susjacents, souvent détritiques ?

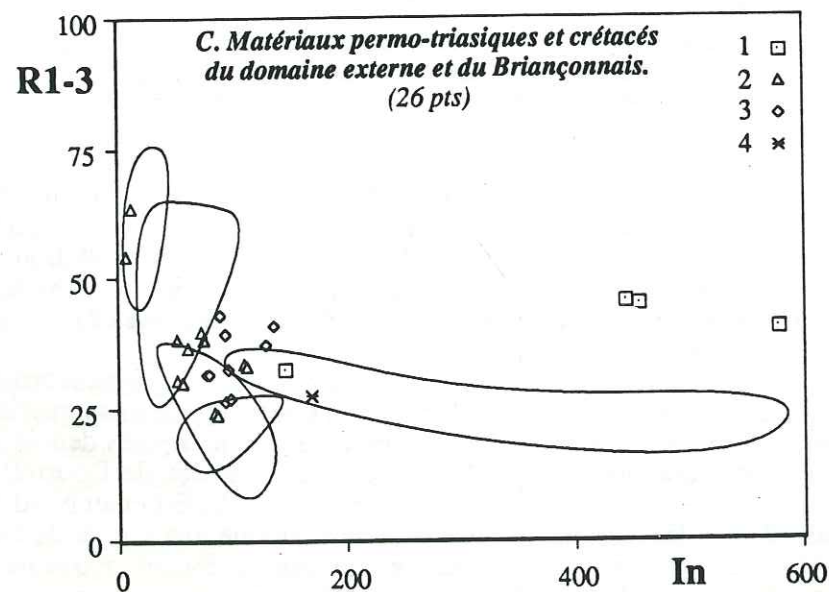
Les courbes de TLN qui caractérisent le quartz détritique de ces faciès de transgression présentent des différences très marquées depuis le Dévoluy à l'Ouest jusqu'aux vallées de Dourmillouse, de La Salce et de Béassac à l'Est et au Nord-Est en ce qui concerne le domaine externe, et de La Martinasse pour ce qui est du Subbriançonnais. Elles comportent soit deux, soit trois pics centrés entre 245 et



B. Matériaux cristallins du Pelvoux et de Belledonne.
(34 pts)



A. Faciès carbonatés détritiques du domaine externe et du Subbriançonnais.
(49 pts)



C. Matériaux permo-triasiques et crétacés du domaine externe et du Briançonnais.
(26 pts)

Fig. 69. - Diagrammes (R_{1-3} , I_n) des faciès carbonatés détritiques paléogènes du Dévoluy, du Champsaur, du Subbriançonnais de la Martinasse et de leurs zones-sources potentielles.

A : Conglomérats, sables grésifiés et calcaires détritiques du Dévoluy (1), du Champsaur occidental (2), centro-oriental (3) et nord-oriental (4), du Subbriançonnais de La Martinasse : quartz détritique (5) ; quartz des ignimbrites (6).
On a distingué le conglomérat anté-nummulitique de la Côte du Vachieux (7).
B : Migmatites du Pelvoux (1), conglomérats métamorphiques du Vieux-Chaillol et porphyroïdes du Combeynot (2), rhyolites du Combeynot (3), filons de quartz minéralisés des massifs de Belledonne et des Grandes Rousses (4).
C : Permien des Rouchoux (1), Trias nord-pelvousien (2), Crétacé supérieur subalpin (3) et Permo-Trias briançonnais (4).

400°C. Le pic dominant peut être de basse, de moyenne ou de haute température, situé dans les intervalles 245-280°C, 325-345°C, ou 355-375°C. Les valeurs de l'intensité globale de TLN fluctuent entre 10 et 304,5 u.a., celles du rapport R_{1-3} entre 11,8 et 71,7. Rares sont les formations sédimentaires dont les matériaux quartzeux sont aussi hétérogènes. La grande variabilité de ces paramètres est illustrée par le diagramme (R_{1-3} , I_n) de la figure 69 ci-contre, la dispersion des points traduisant la forte hétérogénéité des terrigènes à l'échelle régionale et la diversité de leurs origines. Au sein de chaque affleurement, par contre, le

quartz se révèle souvent monogénique, des courbes identiques étant généralement obtenues à partir du quartz "en grains" ou "en dragées". Les formes de transition entre les divers sites étudiés sont rares, pratiquement absentes, ce qui implique une sédimentation du matériel détritique sans tri, ni mélange des différents stocks quartzeux. Ce double trait permet de distinguer, au sein de l'aire de sédimentation des faciès de transgression paléogènes, cinq domaines qui, pour les plus externes, paraissent avoir évolué sans intercommunication notable (fig. 70) :

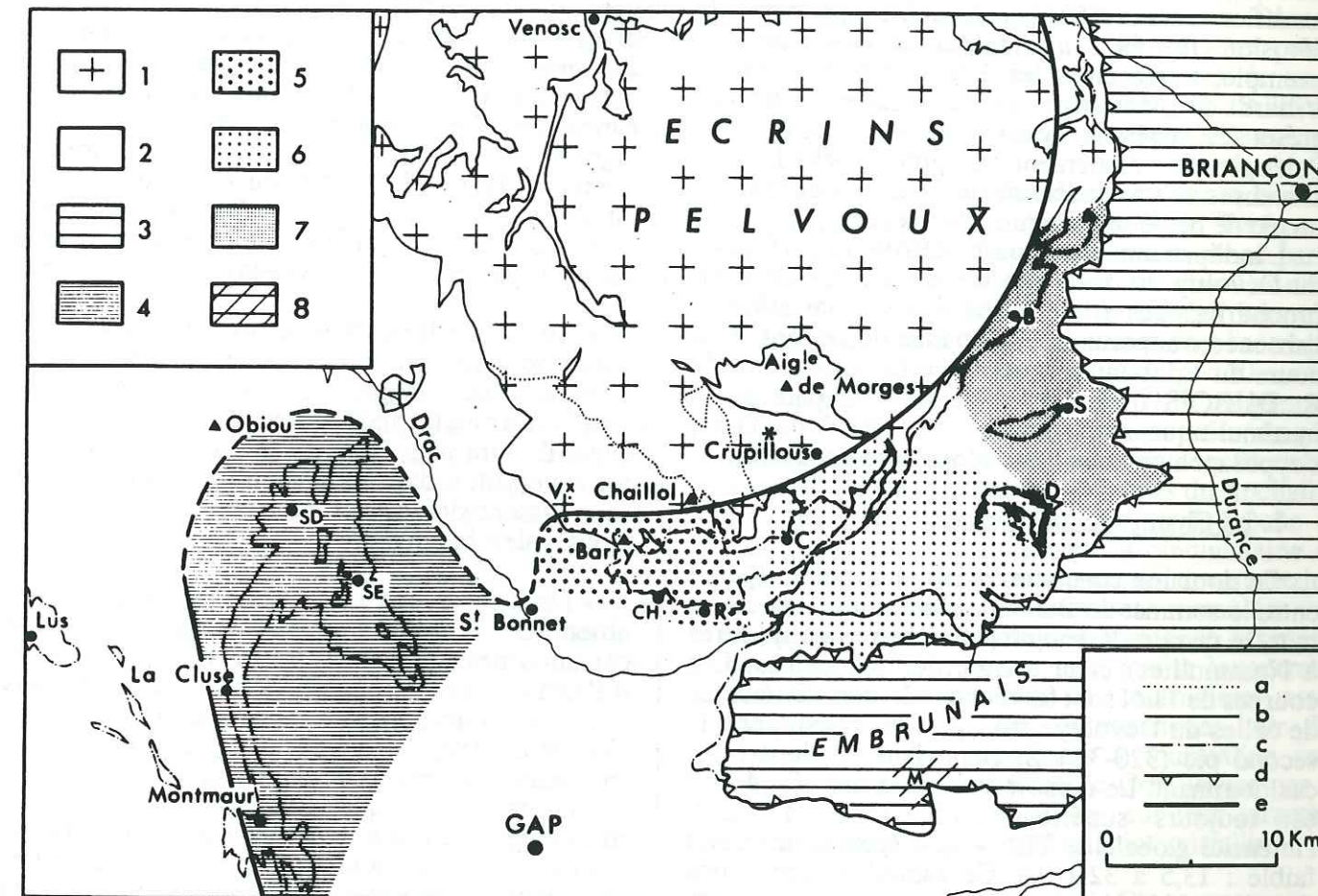


Fig. 70. - Position actuelle des cinq domaines de sédimentation des faciès de transgression du Paléogène, différenciés à partir de l'analyse TL du quartz.

1. Cristallin externe ; 2. Mésozoïque dauphinois s.l. ; 3. Zones internes ;
4, 5, 6, 7, 8. Domaines du Dévoluy, du Champsaur occidental, centro-oriental et nord-oriental, du Subbriançonnais.
a. Limites des formations du Vieux-Chaillol et de Crupillouse ; b. Contacts entre le socle cristallin du Pelvoux et le Mésozoïque ; c. Limites du Paléogène ; d. Front des nappes alpines ; e. Extension maximale supposée de l'aire de dépôt des faciès de transgression nummulitiques dont les âges s'échelonnent entre le Lutétien supérieur et le Priabonien (cf. fig. 68).
B. Béassac ; C. Champoléon ; CH. Chaillol 1600 ; D. Dourmillouse ; R. Les Roranches ; S. La Salce ; E. Serre Eyraud ; M. La Martinasse ; SD. Saint-Disdier-en-Dévoluy ; SE. Saint-Étienne-en-Dévoluy.

a. Le Dévoluy.

Le quartz détritique disséminé au sein de microbrèches, dans les calcaires à Nummulites mêmes, ou rassemblés en niveaux de sables grésifiés présente des courbes de TLN de type C. L'émission de haute température est dominante, son intensité forte, comprise entre 250 et 400 u.a. Ces caractères, très homogènes, sont proches de ceux du Crétacé supérieur détritique subalpin qui présente des courbes de même type, des intensités globales de TL très voisines ; les seules différences concernent les valeurs du paramètre $R_{1,3}$, en moyenne légèrement plus élevées dans les affleurements crétacés actuellement préservés de l'érosion (fig. 69, C). L'identité de forme est, par exemple, totale entre les calcaires détritiques du Villard de Montmaur et les assises calcaréo-gréseuses maëstrichtiennes du Petit Devès. Le Paléogène est également très proche des "lauzes" siliceuses de La Madeleine qui montrent cependant un pic de basse température plus développé.

L'indépendance du quartz détritique paléogène du Dévoluy vis-à-vis des matériaux cristallins du proche Pelvoux (fig. 69, B) prouve, par ailleurs, l'absence d'apports en provenance de ce massif au cours du Priabonien et renforce la proposition de R. DUBOIS quant à l'existence d'un paléorelief nummulitique axé sur le cours actuel du Drac, s'opposant aux venues terrigènes nord-orientales.

b. Le Champsaur occidental.

Ce domaine concerne les affleurements répartis entre le sommet du Barry (le *Bari*, autrement dit, le mur, le ressaut déterminé par la barre des calcaires à Nummulites) et la combe des Roranches. Les courbes de TLN sont fondamentalement différentes de celles du Dévoluy : trois pics les constituent, le second pic (320-346°C) étant dans la plupart des cas dominant. Le rapport d'intensité des pics 1 et 3 est toujours supérieur à 50 (54,8 à 71,7), l'intensité globale de TLN - I_n - étant pour sa part faible : 13,5 à 32,2 u.a. Ce caractère permet une première déduction : le quartz détritique de cette partie de la plate-forme carbonatée paléogène provient de la remobilisation d'exsudats et filons stériles d'un complexe métamorphique, le faible développement de l'émission lumineuse étant, je le rappelle, fréquent pour ce type de matériel. Quant au complexe métamorphique en question, il s'agit de celui du Vieux Chaillol, ainsi que des migmatites adjacentes : la figure 69-B, qui montre la projection de ces matériaux dans l'aire de répartition du Paléogène du Champsaur occidental l'atteste, comme d'ailleurs la parfaite similitude des courbes de TL. L'analyse des blocs et galets de roches endogènes remaniés dans les brèches et poudingues de base confirme le caractère monogénique du quartz et son origine :

- Au Pas de l'Escalier, la brèche paléogène renferme des quartzites et des schistes chloriteux et sériciteux, ainsi que de nombreuses dragées de quartz auxquelles s'ajoutent de très rares graviers d'albitophyres semblables aux spilites triasiques locales. Au microscope, la matrice des passées microconglomératiques présente, par places, des plages de calcite, premiers indices de la sédimentation carbonatée qui se développera avec le dépôt des calcaires francs.

- Sur le versant méridional du Pic Queyrel, sous l'interfluve du sommet des Têtes, le Tertiaire débute par un conglomérat à matrice brun-rougeâtre constitué de quartzites sériciteux et chloriteux, de dragées de quartz et de schistes graphiteux riches en hématite qui, libérée lors de la désagrégation mécanique de la roche, donne sa couleur à la formation. Les granites et les microgranites signalés par S. BEUF n'ont pas été retrouvés. L'analyse TL des dragées de quartz, souvent riches en oxydes de fer, permet de les rapprocher des exsudats lardant les gneiss à biotite et grenats de la vallée de la Séveraissette (Montagne de La Motte).

- Au col de Riou Beyrou, c'est le conglomérat métamorphique qui est remanié dans le conglomérat de base paléogène ; ses éléments, comme les dragées de quartz qui l'accompagnent présentent un degré d'usure plus élevé qu'au Pas de l'Escalier et sur le versant sud du Pic Queyrel. Très rapidement, apparaissent des plages de calcite qui englobent blocs, galets et graviers.

- Dans la combe des Roranches, le quartz est absent de la base du conglomérat à galets de calcaires mésozoïques. Il apparaît progressivement, d'abord en éléments de très petite dimension, dans la matrice, puis sous la forme de grains plus grossiers et de dragées formant des couches calcaréo-sableuses et microconglomératiques. L'origine métamorphique du quartz ne fait aucun doute : au microscope, ses grains sont à plages polycristallines et à extinction roulante franche. Des quartzites chloriteux et sériciteux, des albitophyres, de la dimension des graviers et cailloux l'accompagnent dans les microconglomérats.

- La coupe du ravin du Clot Chanu, près Chaillol 1600, confirme le caractère monogénique du quartz dans les tous premiers termes des faciès de transgression et son remaniement à partir de la zone corticale volcano-sédimentaire du Vieux Chaillol, remaniement déjà en cours lors du dépôt des conglomérats rubéfiés anté-nummulitiques. Ce type d'alimentation persiste avec la sédimentation du conglomérat marin. Dès l'apparition des calcaires à Nummulites, cependant, le stock quartzueux est en partie modifié : le pic dominant de moyenne température s'efface, permettant l'individualisation

de deux pics (265-358°C). Les courbes sont alors de type C, le rapport $R_{1,3}$ devenant légèrement inférieur à 50 (47,3). Les terrigènes de ce site signalent, par l'évolution verticale de leurs caractères TL, au cours même de la phase de sédimentation carbonatée, les premières modifications importantes de l'environnement paléogéographique local.

Le fait que les faciès de transgression remanient directement et presque exclusivement le cristallophyllien du Vieux Chaillol montre que les limites de la mer priabonienne n'ont pas dépassé vers le Nord la zone d'extension de ce complexe métamorphique. Ceci est en accord avec la forte réduction d'épaisseur des calcaires à Nummulites, constatée au col de Riou Beyrou et la nature de son contenu faunistique et floristique (*Ostrea*, Algues Lithothamniées), qui en font une formation très littorale.

c. Le Champsaur centro-oriental.

Ce domaine, vaste et d'une grande complexité structurale, s'étend du Champoléon (Pont de Corbière, La Grande Côte) à la boutonnière de Dourmillouse (fig. 70). Le stock quartzueux "en grains" des divers sites étudiés présente, comme dans le Champsaur occidental, des courbes constituées dans la plupart des cas par trois pics (247-288°C, 282-305°C et 354-366°C), de type A' et B', mais avec des intensités globales de TL nettement supérieures, moyennes à fortes (35,5 à 96,6 u.a.). Près du Pont de Corbière, sous le plateau de La Coche, et à la Grande Côte près des Borels en Champoléon, les courbes à trois pics évoluent verticalement et font place à des courbes de type C qui apparaissent au sein même des calcaires détritiques à Nummulites dans le premier site, dans la partie tout à fait supérieure de ces mêmes calcaires dans le second. Ces courbes à deux pics miment alors en tous points celles des grès surincombants. L'évolution des courbes entre les types ou sous-types A' et C provoque, sur quelques mètres d'épaisseur, d'importantes variations du paramètre $R_{1,3}$ (61,4 à 30,2).

C'est dans les conglomérats de la boutonnière de Dourmillouse sous le Serre Eyraut, en rive droite du torrent de Chichin, que les caractères TL sont les plus exacerbés : premier pic nettement décalé vers les faibles températures ($T^{\circ}C < 260^{\circ}C$), largement dominant, intensités globales fortes proches de 100 u.a. et rapport $R_{1,3}$ très supérieur à 50. Ces caractères persistent, à peine atténués, dans les calcaires susjacentes ; ils s'estompent assez rapidement vers le Nord (Cabane de la Jaline), voire disparaissent remplacés par d'autres (Cabane de Marjas).

Sur l'ensemble du Champsaur centro-oriental, le stock quartzueux est mixte, composé de matériaux

d'origine locale et de terrigènes exotiques. Les premiers, surtout présents en Champoléon, sont proches par leur TL des orthogneiss du massif de Crupillouse. Les seconds, plus abondants vers l'Est, possèdent des caractères TL non identifiés à ce jour dans les migmatites, granites et exsudats du massif des Écrins-Pelvoux : les courbes si caractéristiques des conglomérats et calcaires de la partie sud de la boutonnière de Dourmillouse n'ont trouvé de correspondance qu'au niveau des quartz filoniens à sidérose encaissés dans le cristallophyllien acide du rameau externe de Belledonne (basse vallée de la Romanche, région de Laffrey - Séchillienne - Saint Barthélémy, feuille Vizille, 1:50.000ème) avec lesquels elles présentent de très nombreuses analogies (fig. 69, B). Des points communs existent également avec les fentes à quartz-sidérose encaissées dans les grès d'Allevard (plateau de Laval, col du Barioz, feuille Domène à 1:50.000ème).

L'analyse des dragées de quartz de la boutonnière de Dourmillouse (rive droite du Torrent de Chichin) confirme l'origine lointaine d'une partie des terrigènes. Ce matériel peut être classé en deux ensembles : l'un défini par la même thermoluminescence que celle de la fraction fine, l'autre par des émissions moins intenses ($15 < I_n < 20$ u.a.) et par l'existence de deux pics de TLN uniquement (275-370°C). Le second groupe de dragées présente de fortes analogies avec les filons de quartz satellites des granites intrusifs du Rochail et du Clapier. Parmi les éléments de la brèche de base, dont certains atteignent la cinquantaine de centimètres, peuvent être remarqués des quartzites noirs, des spilites directement remaniées du complexe volcano-détritique sous-jacent, des mylonites lardées de quartz et des gneiss leucocrates leptynitiques, tous deux à tourmaline assez abondante, en cristaux centimétriques. Or des mylonites et des pegmatites à tourmaline sont signalées dans le complexe de Crupillouse par P. LE FORT (1973), qui insiste sur leur caractère exceptionnel dans le Haut-Dauphiné cristallin.

La plate-forme carbonatée du Champsaur centro-oriental reçoit donc au cours du Bartonien-Priabonien des matériaux détritiques d'origine locale auxquels se surimposent des sédiments en provenance de la bordure occidentale du massif des Écrins-Pelvoux et de ses prolongements septentrionaux actuellement représentés par les terminaisons sud de Belledonne et des Grandes Rousses. J'ai proposé (J.-P. IVALDI, 1980) de voir dans la suite d'affleurements mésozoïques conservés au cœur du Pelvoux depuis Venosc jusqu'au synclinal de l'Aiguille de Morges et au col de l'Aup Martin, le tracé fossilisé de l'enselement par lequel transitaient les terrigènes au cours du Bartonien-Priabonien. Cet ensemement devait être bordé, à sa terminaison sud-orientale, par le complexe de Crupillouse déjà soumis à

l'érosion et alimentant *pro parte* le bassin paléogène.

L'importante variabilité des courbes de thermoluminescence du Champsaur centro-oriental, eu égard aux autres domaines définis dans la zone externe, ainsi que l'évolution verticale nette, rapide, des caractères TL dans les sites du Pont de Corbières et de la Grande Côte, peuvent être en relation avec le fonctionnement **syndédimentaire** du linéament de La Selle guidant, à son aplomb, lignes de rivage et reliefs.

d. Le Champsaur nord-oriental.

Ce domaine couvre les vallées de La Salce (boutonnière du Fournel) et de Béassac. Il s'étend vers le Nord en direction de Puy Aillaud. Au Sud, la transition avec le domaine précédent s'effectue par l'intermédiaire des affleurements de la partie nord de la boutonnière de Dourmillouse (Cabane de Marjas). Le conglomérat anté-nummulitique rubéfié de la Côte du Vachieux constitue également un élément de transition avec ses populations de quartz remaniées *pro parte* depuis les orthogneiss de Crupillouse et/ou les migmatites de La Lavey.

Le quartz détritique est peu abondant, réparti dans des brèches, des microconglomérats et des grès arkosiques souvent lenticulaires, qui comblaient à l'évidence une paléotopographie et dont le caractère discontinu est encore accentué par une importante tectonique tangentielle.

Le stock quartzeux, homogène, présente les caractères TL suivants : courbes à deux pics de type C, paramètre R_{1-3} faible à très faible (11,8 à 31,9), intensité globale I_n forte, comprise entre 67,6 et 126 u.a. Ces caractères sont conservés sur toute l'épaisseur des formations conglomératiques et carbonatées transgressives et se retrouvent également dans les grès surincombants.

Les analogies sont grandes avec le Trias détritique nord-pelvousien du plateau d'Emparis pour lequel R_{1-3} et I_n évoluent respectivement entre 24 et 39,8, 52,5 et 87, ceci pour les matériaux non alpinisés (cf. fig. 69, C et tableau hors-texte n° 34). Des rapprochements peuvent également être effectués avec le Trias tégumentaire et les rhyolites du massif du Combeynot dont les intensités globales de TL, souvent supérieures à 100 u.a., se rapprochent davantage des valeurs enregistrées pour les matériaux paléogènes. Enfin, pour le complexe métamorphique du Pelvoux lui-même, doivent être cités : les gneiss biotitiques du revers nord du massif (Chalet Gonon) déjà remaniés dans le Trias tégumentaire et les gneiss migmatitiques de La Lavey, qui s'inscrivent dans l'aire de répartition des terrigènes nummulitiques (fig. 69). Quels que soient les rapprochements et comparaisons effectués, les analogies ne sont cependant jamais parfaites entre les terrigènes tertiaires de ce domaine nord-oriental et leurs zones-sources externes présumées. Dans celles-ci, les valeurs les plus

faibles du paramètre R_{1-3} qui aient été enregistrées ne descendent pas au-dessous de 24,8 alors qu'elles atteignent 18,5 dans les calcaires détritiques du Pont de Deslioures (boutonnière du Fournel) et 11,8 dans ceux du ravin du Mousseau, affluent rive droite de la Gérodoine. Une autre province distributive doit donc être envisagée pour le matériel détritique de cette partie de la plate-forme carbonatée paléogène. Dans le domaine externe, de telles valeurs n'ont été rencontrées que dans des affleurements sédimentaires assez distants : dans les arkoses permienes de Belledonne (Lac de Crèvecœur, feuille Domène à 1:50.000) et dans les arkoses triasiques du Rocheray (La Balme, feuille St.-Jean-de-Maurienne, 1:50.000). Dans le domaine interne, des valeurs inférieures à 20 sont enregistrées pour quelques ignimbrites de l'unité subbriançonnaise de La Martinasse, de tels caractères ayant déjà été relevés dans les conglomérats subbriançonnais de l'Ubaye et de l'unité du col de Tende plus au Sud (cf. *supra*, 3ème partie, § 1.2.1.2, p. 128). Le diagramme (R_{1-3} , I_n) de la figure 69-A montre par ailleurs que la similitude entre le quartz détritique du Paléogène externe et celui du Subbriançonnais peut être grande.

Je conclurai donc à une double alimentation de la plate-forme carbonatée du Champsaur nord-oriental effectuée à partir du Trias tégumentaire pelvousien et de reliefs à dominante volcanique acide et/ou leur couverture tégumentaire détritique, qui prolongeaient vers le Nord-Nord-Ouest les cordillères précédemment évoquées pour les faciès de transgression nummulitiques des Alpes maritimes *s.l.* Ces reliefs, qu'il faut individualiser des autres cordillères méridionales en raison du chimisme particulier, moins alcalin, moins potassique et plus sodique de leur ignimbrites (cf. 3ème partie, § 1.2.1.3, p. 130), seront désormais désignés sous le nom de **cordillère médio-alpine de La Martinasse**, étant entendu qu'il s'agit là d'un élément d'un même ensemble cordilléraire qui limitait externides et internides au Paléogène.

Quant aux liens de parenté qui lient les courbes de TLN du Champsaur nord-oriental et du Dévoluy (fig. 69, A), toutes de type C, ils pourraient être en dus à la nature effusive d'un grande partie du quartz, probablement issus de rhyolites alcalines dans les deux cas.

e. Le Subbriançonnais.

L'enchaînement paraît évident avec le domaine précédent. Le quartz remanié sur la partie de plate-forme carbonatée concernée est essentiellement effusif, marqué par de très fortes intensités de TL (103,1 u.a. < I_n < 606 u.a.) et de faibles valeurs du rapport d'intensité des pics de basse et de haute température de TLN (18,7 < I_n < 34,1).

Ce stock effusif a par ailleurs été complété, de manière très subordonnée, par des populations de quartz granitiques (cf. M. LATREILLE, 1961) et filoniennes responsables des chutes d'intensité de TL constatées entre le quartz des ignimbrites de La Martinasse et celui de la matrice des mêmes conglomérats.

Les conglomérats grossiers, polygéniques, de Roche-Rousse localisés à l'Est du sommet Drouvet et du col des Envers de Gramusat par J. DEBELMAS (1980), pourraient également avoir été alimentés par cette cordillère de La Martinasse ou ses prolongement septentrionaux immédiats.

2.2.2 - La formation détritique terminale des grès et grauweekes du Champsaur.

2.2.2.1 - Historique.

Deux aspects de la paléogéographie des Grès du Champsaur ont retenu l'attention de mes prédécesseurs : l'un a trait au rôle joué par le massif cristallin externe du Pelvoux dans la constitution de la formation, l'autre au caractère du volcanisme andésitique à partir duquel se sont constitués les bancs massifs et jointifs de grauweekes qui relaient vers l'Ouest le flysch gréso-pélitique paléogène dans cette partie de la zone alpine externe.

Avec M. GIGNOUX et L. MORET (1938) et à la suite des grands précurseurs que furent J. BOUSSAC, E. HAUG, C. et P. LORY ou P. TERMIER, S. BEUF (1959) a reconnu dans le massif des Écrins-Pelvoux l'une des zones-sources des Grès du Champsaur occidental. Ses conclusions reposaient sur le caractère transgressif du Nummulitique venant recouvrir les bordures du massif cristallin et sur l'analyse pétrographique des différents faciès détritiques dans lesquels étaient identifiés, en lames minces, des granites, microgranites, aplites, quartz polycristallins, gneiss et micaschistes, aux côtés de calcaires oolithiques et à spicules, de spilites, d'andésites, de dacites et de rhyolites. Une analyse des minéraux lourds venait confirmer son hypothèse, la coupe de la combe des Roranches montrant l'évolution de deux cortèges distincts, l'un lié aux apports volcaniques, l'autre "d'origine magmatique".

D.J. STANLEY reprenait, en 1961, dans son mémoire de Thèse les conclusions de S. BEUF et rangeait le massif du Pelvoux parmi les zones-sources des Grès d'Annot, au même titre que le massif de l'Argentera, ceci en raison de la "diminution progressive du grenat depuis Combe Romanche sur les flancs du Pelvoux, en direction du S.-E. de Faudon et de Lauzet (sic)". Le même auteur publiait en 1965 trois analyses de minéraux lourds effectuées en collaboration avec S. BEUF qui révélaient l'abondance de zircon (50%) et d'apatite (26%) dans les Grès du Champsaur oriental ("Mensals") et la forte chute des pourcentages du

grenat et du zircon au bénéfice de l'augite, de l'hypersthène, de la hornblende et de l'épidote entre les faciès "non mouchetés" et "mouchetés" de la combe des Roranches.

Les conclusions de J. PERRIAUX et J.-P. USELLE étaient bien différentes en 1968 : à partir de l'étude des paléocourants dans des secteurs aussi variés et distants que la combe des Roranches, Prapic, le Serre-Eyraud, le ruisseau et le col de la Pisse, le col du Moutas ou Dourmillouse, ces deux chercheurs n'avaient toute participation du Pelvoux dans le processus de constitution des grès paléogènes dont l'origine devait être recherchée dans "une zone située dans une direction opposée", soit au Sud-Ouest.

Les hypothèses relatives au caractère syndédimentaire ou remanié des produits du volcanisme déposés dans la partie occidentale du bassin paléogène subirent également quelques variations au gré des recherches et au fil des ans. S. BEUF seul d'abord, puis en collaboration avec B. BIJU-DUVAL et Y. GUBLER, citant les travaux de P. TERMIER et P. LORY (1895), de M. VUAGNAT (1947, 1949), ou de P. BELLAIR (1957), se fit l'écho de ces controverses.

La reconnaissance de coulées volcano-détritiques dans la combe des Roranches, sur la face sud du Palastre et dans le ravin de Méollion, la découverte de véritables tufs andésitiques interstratifiés dans les grès, la présence de minéraux éclatés témoins de variations thermiques brutales, enfin la grande fraîcheur des plagioclases basiques amenèrent S. BEUF à proposer un mode de dépôt des Grès du Champsaur commandé par des courants de turbidité déclenchés sur les pentes du bassin, soit par accumulation puis rupture d'équilibre des matériaux détritiques, soit par l'intermédiaire de séismes accompagnant les éruptions volcaniques andésitiques syndédimentaires. Un modèle de bassin sédimentaire avec dépôts de cônes sous-marins en eau profonde sera également proposé par M. BUTIN-KIENER et P. CATALAYUD (1983).

L'autochtonie du volcanisme calco-alcalin du Champsaur sera corroborée par les travaux de J.-D. GIRAUD (1983).

2.2.2.2 - Thermoluminescence.

a. Caractères généraux de la TLN.

Les types et sous-types de courbes de thermoluminescence naturelle A, B, C, A' et C' caractérisent le quartz des complexes détritiques terminaux du Paléogène des abords du massif des Écrins-Pelvoux. Les courbes à deux pics de thermoluminescence (A, B, C) sont, de loin, les plus fréquentes (# 97%), le pic de haute température (354-375°C) étant dans la majeure partie des cas le plus développé (# 95%). L'intensité globale de TLN évolue de 12 à 116,4

u.a., le paramètre R_{1-3} entre 21,7 et 57,2. Par rapport aux Grès d'Annot, on observe donc une nette diminution du pourcentage de courbes à pic de basse température dominant et rapport R_{1-3} supérieur à 50, ce type de courbe présentant de surcroît des valeurs du paramètre I_n plus faibles, jamais supérieures à 45 u.a. dans le Champsaur.

b. Les zones-sources potentielles des Grès du Champsaur et des formations équivalentes du domaine externe et du Subbriançonnais. Analyse des diagrammes bidimensionnels (R_{1-3} , I_n).

Le degré de variabilité des caractères thermoluminescents du quartz détritique est moins important dans les complexes détritiques terminaux du Paléogène que dans les faciès carbonatés de transgression. L'examen des diagrammes A et B de la figure 71 révèle une meilleure concentration des points de projection des grès et grauwackes du Champsaur pour le domaine dauphinois *s.l.*, du Flysch de Saint-Clément et des Grès de Pinfol pour le Subbriançonnais. Les faciès d'émersion du domaine subalpin, représentés par les Grès de Saint-Disdier, s'inscrivent dans la même aire de variabilité que les terrigènes strictement marins. Les divers matériaux évoluent entre deux pôles extrêmes représentés par de faibles intensités de TLN et des valeurs du paramètre R_{1-3} à peine supérieures à 50 d'une part (entrée A), de fortes intensités de TLN et des valeurs du paramètre R_{1-3} comprises entre 35 et 40 d'autre part (entrée B). Toutes les formes de transition existent entre ces deux pôles. Une meilleure homogénéisation du matériel détritique due à un milieu de sédimentation plus uniforme, plus ouvert, permettant le mélange de populations de quartz en provenance d'au moins deux zones-sources nettement différentes, sont les premières conclusions qui s'imposent.

Au sein de l'aire de variabilité des complexes détritiques terminaux, la distribution des divers

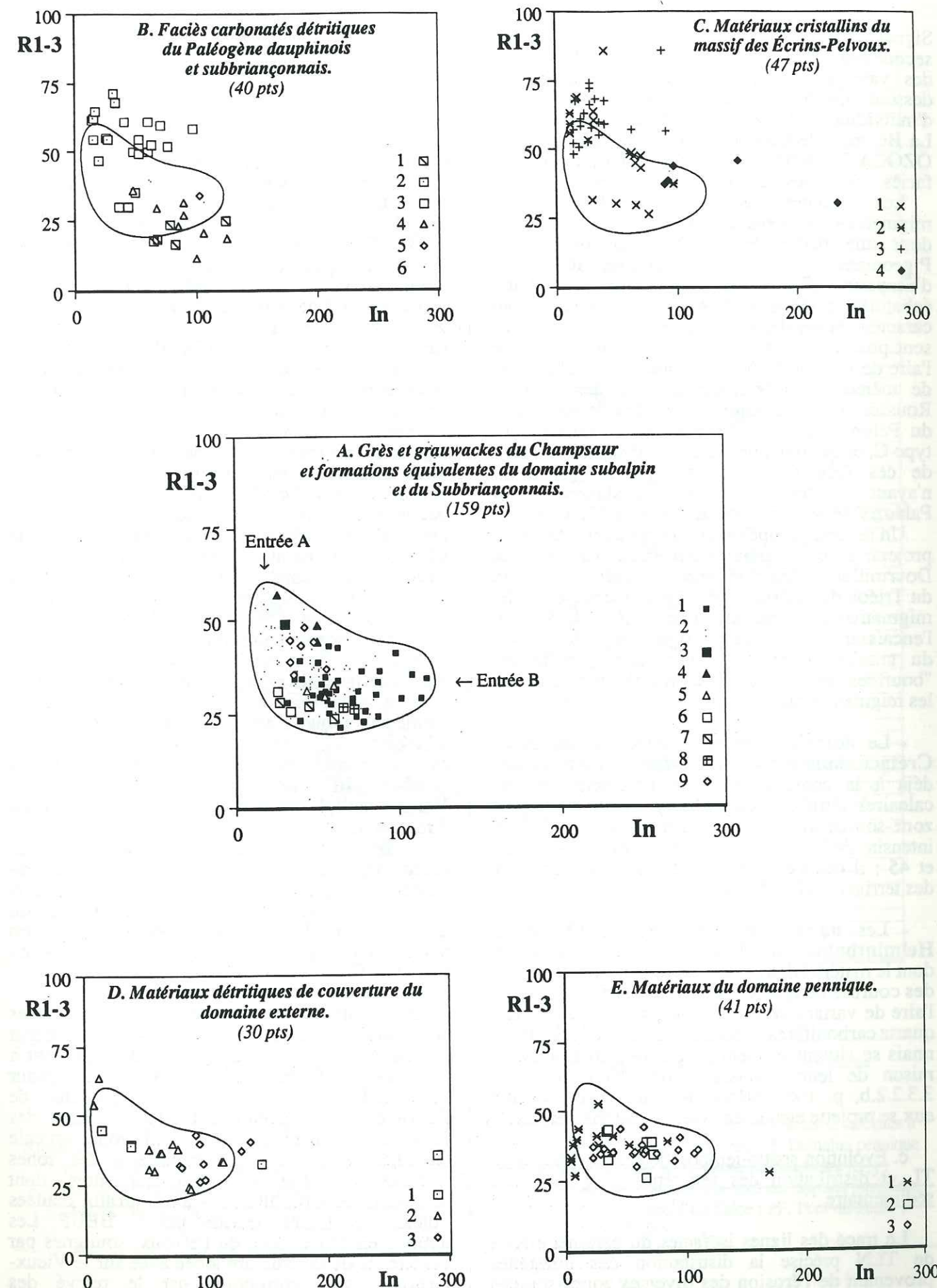
matériaux analysés n'est pas aléatoire : le flysch grésopélitique du Champsaur oriental se projette plutôt vers l'entrée A et le centre de cette aire de variabilité, l'évolution des caractères TL s'effectuant surtout par variation du paramètre R_{1-3} ; les grès et grauwackes du Champsaur occidental se répartissent en direction de l'entrée B, les fluctuations les plus fortes de leurs caractères thermoluminescents portant sur le paramètre I_n . Le Flysch de Saint-Clément et les Grès de Pinfol occupent une position excentrée dans l'aire de variabilité. Quand aux Grès de Saint-Disdier, ils se projettent préférentiellement dans la partie du nuage de points correspondant au flysch du Champsaur oriental.

Les matériaux cristallins et sédimentaires anté-nummulitiques suivants peuvent être considérés comme des zones-sources potentielles en raison de caractères TL équivalents :

- Le massif des Écrins-Pelvoux *s.l.* avec ses migmatites, ses conglomérats métamorphiques, ses granites et son Trias tégumentaire (fig. 69, C-D). Les granites, très groupés, recouvrent, avec les conglomérats métamorphiques du Vieux Chaillol, les migmatites des Bans, celles de la région de Champhorent et certains faciès granitoïdes du Pigeonnier, l'entrée A de l'aire de variabilité des terrigènes. Leurs courbes TL sont en effet de type A dans la grande majorité des cas, avec des intensités globales faibles à moyennes. Seuls les prélèvements effectués dans le massif granitique leucocrate du Combeynot, ainsi que l'un des faciès microgrenus des écaïlles de Côte-Plaine se différencient nettement – par des caractères TL extrêmes – de l'ensemble magmatique pelvousien dont la grande homogénéité doit être signalée, pas moins de neuf stocks granitiques ayant été analysés en plus des deux précédents : Claphouse, La Bérarde-Promontoire, Clouzis, Riéou-Blanc, Les Étages, Champhorent, Turbat, Pétarel, Le Bourg.

Fig. 71. - Diagrammes (R_{1-3} , I_n) des grès et des grauwackes du Champsaur, de leurs équivalents latéraux externes et internes et de leurs zones-sources potentielles.

- A. Complexes détritiques terminaux du domaine externe et du Subbriançonnais, quartz "en grains" : on a distingué les grauwackes du Champsaur occidental (1) et leurs pélites micacées noires sommitales (3), le flysch grésopélitique oriental (2) et son olistostrome (4 : matrice, 5 : olistolites gréseux), le Flysch de Saint-Clément (6) et les Grès de Pinfol (7). Des éléments de comparaison sont donnés par le flysch grésopélitique paléogène du torrent de Crévoux (8) traité avec les Grès d'Annot et par les Grès subalpins de Saint-Disdier (9).
- B. Conglomérats, sables grésifiés et calcaires détritiques du Dévoluy (1), du Champsaur occidental (2), centro-oriental (3) et nord-oriental (4), du Subbriançonnais de La Martinasse (5). On a distingué le conglomérat anté-nummulitique de la Côte du Vachieux (6), et supprimé les points représentatifs des ignimbrites subbriançonnaises en raison des trop fortes valeurs du paramètre I_n (cf. fig. 69, B).
- C. Migmatites (1) et granites (3) du massif des Écrins-Pelvoux, conglomérats métamorphiques de la zone corticale du Vieux-Chaillol et porphyroïdes du Combeynot (2), rhyolites du Combeynot (4).
- D. Carbonifère et Permien du Pelvoux, du Taillefer et du Sud des Grandes Rousses (1), Trias tégumentaire nord-pelvousien (2), Crétacé supérieur détritique subalpin (3).
- E. Carbonifère et Permo-Trias briançonnais (1), Flyschs à Helminthoïdes de l'Autapie (2) et du Parpaillon (3).



Signalons cependant que des variations d'ordre secondaire apparaissent dans cet ensemble (chute des valeurs du paramètre R_{1-3} légèrement au-dessous de 50) ; elles permettent notamment d'individualiser les granites de la lignée albitique de La Bérarde, de Champhorent (terminologie de R. ŌZOKAK, 1965) et du Bourg, ainsi que certains faciès "saumonés" du granite de Pétarel.

Les orthogneiss de Crupillouse, les gneiss et migmatites rubanées leucocrates de La Lavey - dont une partie des faciès migmatitiques du Pigeonnier - les gneiss biotitiques du plateau d'Emparis (Romanche supérieure), quelques échantillons de rhyolites du Combeynot, tous caractérisés par des courbes de type C, se répartissent pour leur part à l'intérieur ou aux limites de l'aire de variabilité des terrigènes nummulitiques ; de même le Carbonifère du Sud des Grandes Rousses et le Trias tégumentaire de la bordure nord du Pelvoux, dont les courbes sont également de type C, et qui remanient directement tout ou partie de ces formations, aucun batholite granitique n'ayant manifestement atteint la surface dès le Paléozoïque supérieur ou au début du Mésozoïque.

Un second groupe de gneiss et de migmatites se projette avec les granites : il s'agit des gneiss de Dourmillouse, des migmatites rubanées biotitiques du Triéou de la Bouchéryère (gneiss des Bans), des migmatites du Sirac sous leur faciès ocellaire, de l'encaissant gneissique et migmatitique leucocrate du granite orienté de Champhorent, enfin des "bouffées" granitiques développées par places dans les migmatites du Pigeonnier.

- Le domaine subalpin, avec les assises du Crétacé supérieur détritique, qui participait déjà à la constitution des conglomerats et des calcaires détritiques du Dévoluy. Le quartz de cette zone-source fournit des courbes de type C à forte intensité de TLN et rapport R_{1-3} compris entre 25 et 45 ; il occupe l'entrée B de l'aire de variabilité des terrigènes (fig. 71, D).

- Les nappes alpines avec les Flyschs à Helminthoïdes de l'Autapie et du Parpaillon, dont le matériel déritique, également caractérisé par des courbes de type C, occupe la partie centrale de l'aire de variabilité des terrigènes (fig. 71, E). Les quartz carbonifères et permo-triasiques du Briançonnais se situent souvent en position marginale en raison de leur alpinisation (cf. 2ème partie, § 3.3.2.2.b, p. 105). Néanmoins, une partie d'entre eux se projette également avec le matériel tertiaire.

c. Évolution spatio-temporelle des paramètres de TL et distribution des terrigènes dans le bassin sédimentaire.

Le tracé des lignes isofactes du paramètre R_{1-3} de TLN précise la distribution des terrigènes provenant de l'érosion des diverses zones-sources

à l'intérieur du bassin sédimentaire (fig. 72).

On remarquera tout d'abord que l'agencement spatial des différentes formes de courbes ne présente pas la même régularité que dans les Alpes maritimes *s.l.* Les lignes isofactes dessinent des lobes juxtaposés, plus ou moins étroits, plus ou moins prononcés, qui rendent compte d'une bathymétrie complexe, accidentée par des zones basses très rapprochées, développées suivant deux directions principales : l'une ENE-WSW, l'autre NNW-SSE à NW-SE. Le bassin paléogène du Champsaur apparaît comme un bassin de bordure, étroit, installé au pied de proches reliefs actifs, sur la marge sud-pelvousienne, alors que celui des Grès d'Annot se présentait sous la forme d'une vaste gouttière de direction NW-SE.

Les structures lobées qui s'organisent autour de deux directions principales ENE-WSW et NNW-SSE à NW-SE peuvent en effet être interprétées comme des figures d'interférence entre la topographie du bassin dictée par la tectogenèse anté-nummulitique et les déformations syn- et post-nummulitiques. Les lobes principaux rappellent, par leur direction d'allongement ENE-WSW, les directions anté-sénoniennes du Dévoluy ; dans le Champsaur oriental, ils sont déformés par des structures de second ordre, obliques, imputables à la tectonique post-paléogène. Quant aux lobes NNW-SSE dont l'orientation correspond à des directions linéamentaires régionales, mais aussi aux axes de plis P1 synschisteux développés dans les grès orientaux, ils montrent un degré de fermeture anormalement fort, en relation probable avec cette même tectonique. Dans le Champsaur occidental le lobe principal, ouvert vers l'Ouest et le Dévoluy, est compliqué par une structure que définit l'isofacte "40", d'abord axée N-S sur le massif du Vieux-Chaillol, puis orientée vers le Sud-Est en direction des Roranches.

Les structures lobées s'ouvrent vers les paléomarges du bassin nummulitique, en direction du débouché des vecteurs dynamiques par lesquels transitaient les terrigènes en provenance du domaine subalpin à l'Ouest, du Pelvoux et de son tégument triasique au Nord et des zones internes au Sud et à l'Est.

- À l'Ouest, les quartz fini-mésozoïques subalpins, limités au seul Dévoluy lors du dépôt des faciès carbonatés de transgression, gagnent à l'Oligocène inférieur (cf. fig. 68) le Champsaur occidental. Ils se mêlent aux produits de démantèlement, devenus subordonnés, issus des conglomerats métamorphiques de la zone corticale de Chaillol, à ceux plus importants des zones migmatitiques et gneissiques environnantes - dont le massif de Crupillouse - ainsi qu'aux coulées volcano-détritiques décrites par S. BEUF. Les apports en provenance du Pelvoux, soulignés par l'existence de la structure lobée axée sur le Vieux-Chaillol, sont corroborés par le relevé des

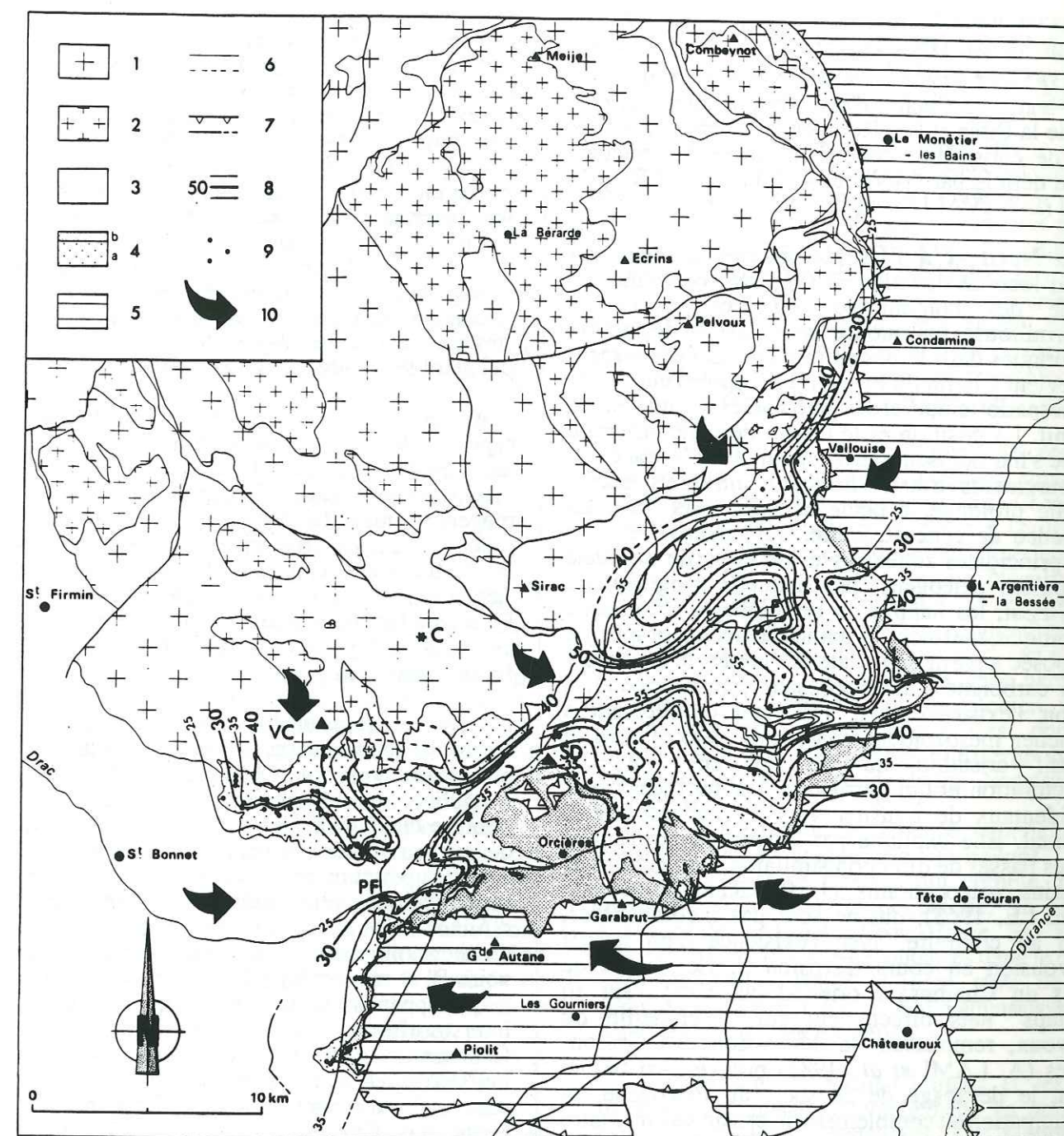


Fig. 72. - Carte isofacte du paramètre R_{1-3} de thermoluminescence naturelle du quartz détritique des grès et grauwackes du Champsaur.

1. Cristallophyllien ; 2. Granites du Pelvoux ; 3. Mésozoïque dauphinois *s.l.* ; 4. Paléogène (a : conglomerats et calcaires à Nummulites, schistes à Globigérines, grès et pélites micacées. b : complexe synchrone d'Orcières) ; 5. Domaine pennique ; 6, 7. Contacts stratigraphiques, tectoniques ; 8. Isofactes maîtresses et intercalaires avec valeur du paramètre R_{1-3} ; 9. Lieux de prélèvement ; 10. Localisation des débouchés des principaux vecteurs dynamiques et sens des apports terrigènes. C. Massif de Crupillouse ; D. Boutonnière de Dourmillouse ; F. Boutonnière du Fournel-La Salce ; PF. Pont du Fossé ; SD. Sommet Drouvet ; VC. Sommet du Vieux Chaillol.

paléocourants effectué dans le Champsaur occidental par M. BUTIN-KIENER et P. CATALAYUD (1983) : leur sens général est N→S, l'axe du cône sous-marin se situant, d'après ces auteurs, entre le col de la Pisse et Les Roranches, position qui est à peu de chose près celle de l'axe de la structure lobée définie par l'isofacte "40" du rapport $R_{1,3}$ de TLN (J.-P. IVALDI, 1980).

• **Au Nord et à l'Est du sommet Drouvet**, un grand lobe de direction WSW-ENE, couvrant une partie des boutonnières du Fournel et de Dourmillouse, marque l'arrivée massive des quartz granitiques dans le bassin tertiaire. Cet événement intervient à la fin du Priabonien d'après l'enchaînement spatio-temporel des paléofaciès retenu dans ce travail. La position et le dessin de cette structure lobée s'harmonisent parfaitement avec le tracé des affleurements triasico-liasiques intra-pelvousiens qu'elle prolonge, à peine décalée, vers l'Est. La présence de cette structure, qui matérialise l'une des principales zones basses de la partie orientale du bassin paléogène dans laquelle progradaient, vers l'Est, les nappes de détritiques à dominante granitique, renforce l'hypothèse paléogéographique proposée à partir de l'étude des faciès de transgression carbonatés du Champsaur centro-oriental, à savoir l'existence d'un important ensellement à plancher mésozoïque séparant en deux parties le massif cristallin du Pelvoux en cours de structuration et qui permettait aux terrigènes plus occidentaux de transiter vers le domaine marin oriental. Elle explique par ailleurs, avec d'autres zones basses de direction similaire, l'orientation de certains paléocourants (J. PERRIAUX et J.-P. USELLE, 1968), qui ne sont pas incompatibles, bien au contraire, avec l'existence d'un massif pelvousien en cours d'érosion ... Les bancs de Grès du Champsaur oriental qui s'appuyant en "onlaps" nets directement sur le cristallin du Pelvoux, remplissent la dépression des Grésourières (A. LAMI *et al.*, 1987) prouvent, si besoin était, le décapage de ce socle au Paléogène, sa participation au comblement du bassin sédimentaire et la pérennité des pentes.

• **Au Nord-Est**, la structure précédente s'indente avec des lignes isofactes qui dessinent une double invagination ouverte en direction des zones internes, vers Vallouise et Briançon. Cette zone basse correspond à des populations de quartz caractérisées par des émissions de TLN fortes, à pic de haute température largement dominant et rapport $R_{1,3}$ nettement inférieur à 30. Il s'agit des populations de quartz déjà présentes lors du dépôt des conglomérats et des calcaires détritiques qui, je le rappelle, possèdent, pour ce qui est du domaine externe, des traits communs avec le Trias tégumentaire nord-pelvousien, celui du Combeynot et par voie de conséquence une partie des

migmatites à courbes de type C du massif, ainsi qu'avec certaines rhyolites du même Combeynot. Dans le domaine interne les analogies sont fortes avec le quartz des galets d'ignimbrites subbriançonnaises de La Martinasse et celui de leur matrice. La cordillère médio-alpine de La Martinasse et ses prolongements nord-orientaux constituaient donc la marge interne du bassin paléogène au Priabonien. Ses matériaux, canalisés *pro parte* le long de la bordure sud-est du Pelvoux venaient se mêler aux apports issus de ce massif, tant migmatitiques, triasiques, que granitiques, une nette remontée des valeurs du paramètre $R_{1,3}$ étant enregistrée dans les grès paléogènes des abords de Béassac situés face au batholite granitique du Riéou Blanc.

• **Au Sud-Est et au Sud**, l'indentation des nappes détritiques à terrigènes granitiques s'effectue avec des matériaux d'origine alpine également, mais dont les valeurs du paramètre $R_{1,3}$ sont en moyenne moins faibles et les intensités de TLN moins fortes. Ces matériaux proviennent, d'après le diagramme ($R_{1,3}$, I_n) de la figure 71-E et l'agencement des lignes isofactes, des nappes de Flyschs à Helminthoïdes – Autapie et Parpaillon – en cours de déplacement et de structuration dès la fin du Priabonien.

L'évolution temporelle des caractères thermoluminescents du quartz détritique au sein des Grès et grauweekes du Champsaur est tout aussi irrégulière que l'évolution spatiale, en raison du nombre élevé de zones-sources très différentes et de leur proximité relative. Néanmoins, la partie tout à fait supérieure de la formation enregistre des modifications déjà remarquées dans les Grès d'Annot : des quartz caractérisés par des courbes de thermoluminescence à trois pics, de type C' voire B' et rapport $R_{1,3}$ à peine inférieur ou voisin de 50, apparaissent dans les pélites micacées noires interstratifiées dans les grès terminaux du Champsaur occidental (Col de Clémens, La Pousterle) et dans la matrice de l'olistostrome sommital du flysch oriental (Sommet Drouvet, Crête des Uvernaux). Ces courbes, également décrites dans la formation pélitique sombre et le flysch dilacéré sommital de la baisse de Turini sur le bord sud de l'Argentera, dans l'olistostrome de Collardente près de La Brigue et dans celui de l'unité subbriançonnaise des Trois Évêchés en Ubaye méridionale, ont été retrouvées dans les affleurements de la nappe de l'Autapie de la vallée de l'Ubaye (Le Martinet) et du Col de Moissière près d'Anceille. Leur apparition est donc en relation avec le démantèlement de cette nappe. La formation pélitique micacée sombre sommitale du Champsaur occidental représente ainsi à mon sens un équivalent latéral des schistes à blocs synchronappes d'Orcières.

Comme dans l'unité des Trois Évêchés, les

olistolites gréseux du complexe d'Orcières se différencient de la matrice à grain fin par des valeurs du rapport $R_{1,3}$ plus faibles voisines de 30, les courbes, de type C, pouvant être rapprochées des faciès gréseux grossiers de la nappe de l'Autapie ou de ceux de la nappe du Parpaillon.

Le tracé des lignes isofactes montre d'importantes solutions de continuité dans le Champoléon, au passage de la zone linéamentaire de La Selle alias hiatus sud-pelvousien, alias faille de Méollion. Leur décalage indique un mouvement résultant décrochant dextre pour cet accident composite à jeux multiples. L'interruption des lignes isofactes coïncide avec d'importantes modifications sédimentologiques et structurales. À l'Ouest affleurent les grès mouchetés à faciès molassique et coulées volcano-détritiques, autochtones par rapport au socle du Pelvoux, affectés par quelques écaillages de portée restreinte. À l'Est, la formation détritique correspond à un véritable flysch. La trilogie nummulitique, fréquemment cisailée au niveau des calcschistes, se comporte comme une entité structurale distincte, charriée avec son socle du Fournel et de Dourmillouse sur le haut massif pelvousien, puis décrochée vers le Sud-Ouest.

Dans les affleurements paléogènes chevauchés par les nappes de l'Embrunais, le décalage des isofactes de part et d'autre de l'accident de La Selle s'accompagne d'une inversion de leur ordre de succession : au droit de la boutonnière de Dourmillouse, $R_{1,3}$ diminue vers le Sud de 55 à 30. Entre Pont-du-Fossé et Ancelle par contre, le paramètre augmente graduellement en direction des nappes et passe de 25 à 35. Cette solution de continuité de part et d'autre du lobe d'Orcières ne peut être expliquée par le seul fonctionnement post-paléogène de la zone linéamentaire de La Selle. Son origine est vraisemblablement liée à l'arrivée de stocks quartzeux en provenance des nappes de l'Autapie et du Parpaillon caractérisées par des valeurs du paramètre $R_{1,3}$ comprises entre 26,6 et 44,5, et qui, par leur mélange, abaissent les valeurs supérieures à 50 dues aux granites pelvousiens et élèvent les valeurs souvent très faibles des terrigènes du Crétacé supérieur subalpin et des migmatites du Pelvoux. Un jeu synsédimentaire de l'accident de La Selle décalant progressivement le matériel des nappes vers le Sud-Ouest peut également avoir contribué à accentuer le phénomène.

d. Les formations détritiques terminales du domaine subalpin et du Subbriançonnais.

• **Les Grès de Saint-Disdier** se différencient nettement des grès et grauweekes du Champsaur occidental dans le diagramme ($R_{1,3}$, I_n). On ne peut donc invoquer le remaniement de ces derniers matériaux pour la formation des Grès de Saint-Disdier. Ils se projettent par contre avec les grès du

Champsaur oriental et une partie du matériel pennique ; ils présentent également quelques affinités avec le cristallin du Pelvoux (fig. 71, A, C, E). Il s'agit donc de terrigènes polygéniques déjà évolués.

Les lignes isofactes du rapport $R_{1,3}$, tracées dans le Dévoluy en prenant en compte la totalité des faciès détritiques d'émersion : Grès de Saint-Disdier, molasse rouge d'Agnières, marnes gréseuses et molasse verte de Montmaur, dessinent des lobes orientés WNW-ESE à NW-SE, qui traduisent des apports globalement transverses par rapport à l'axe de la structure synclinal actuelle. $R_{1,3}$ et I_n évoluent inversement dans l'espace, avec des valeurs respectivement décroissantes vers l'Ouest pour le premier paramètre, vers l'Est pour le second.

Quelles sont les zones-sources de ces grès glauconieux ? Il peut s'agir, pour les apports en provenance de l'Est, des grès du Champsaur oriental déjà structurés et en proie à l'érosion au cours de l'Oligocène moyen et supérieur, des nappes alpines et du Pelvoux. La Nagelfluh du Dévoluy renferme, je le rappelle, un cortège varié de roches d'origine interne, des migmatites, ainsi qu'un important stock de dragées de quartz stériles, à chlorite, que la thermoluminescence permet de rapprocher du premier épisode filonien syn- à tardimétamorphe ayant affecté les domaines briançonnais, subbriançonnais et externe avant le Stampien inférieur, âge de ladite Nagelfluh (cf. 2ème partie, § 3.2.3.1, p. 78).

Vers l'Ouest, seul le Crétacé supérieur peut constituer une source de terrigènes silico-clastiques. C'est ce Crétacé qui comble, par un matériel strictement monogénique, la cuvette continentale de Lus-La-Croix-Haute. Ses apports ne peuvent être que très secondaires dans le cas des Grès de Saint-Disdier, compte tenu de leurs caractères TL très tranchés qui n'apparaissent pas nettement dans cette formation.

• **Le Flysch de Saint-Clément et les Grès de Pinfol**, analysés ponctuellement, ne présentent pas de caractères particuliers par rapport aux complexes détritiques terminaux du Champsaur. Les courbes des deux formations sont toutes de type C et assez proches les unes des autres, avec des valeurs du paramètre $R_{1,3}$ homogènes, assez faibles (24,1 à 31,6), et des intensités globales faibles à moyennes (25, 4 à 60 u.a.), plus variées et parfois plus élevées dans les Grès de Pinfol. La conjonction de ces deux paramètres amène cependant les deux formations à se projeter en marge de l'aire de variabilité des Grès du Champsaur et à n'être réellement recouvertes par aucune des zones-sources invoquées pour le Paléogène externe (fig. 71).

La thermoluminescence ne s'oppose pas au rapprochement des affleurements gréseux de

Réotier - Église-Vieille de ceux du bas vallon de Crévoux (fig. 71, A), possibilité proposée par C. KERCKHOVE et J.-L. PAIRIS (1986). Le quartz détritique des grès du vallon de Crévoux présentant des affinités avec le quartz ignimbrétique subbriançonnais de type La Martinasse, "Allos-Pelat" ou "col de Tende" au niveau des valeurs du paramètre R_{1-3} de TLN, il est possible d'envisager pour les Grès de Pinfol, une alimentation *pro parte* cordillérain complétée par des apports de matériaux autres, provoquant l'abaissement des valeurs du paramètre I_n jamais très élevées dans le complexe de Saint-Clément.

La reconnaissance de l'origine des terrigènes du Flysch de Saint-Clément et des Grès de Pinfol nécessite une analyse détaillée ultérieure de ces formations.

2.3 - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE.

Dans le Champsaur et le Dévoluy, la paléogéographie contemporaine du dépôt des faciès de transgression carbonatés paléogènes est commandée par l'existence de zones basses ENE-WSW et NNW-SSE à NW-SE résultant d'une **pré-structuration anté-nummulitique**, par le jeu souvent décrochant de **zones linéamentaires** qui vont largement influencer la bathymétrie et les types de dépôts, enfin par la présence d'un **massif cristallin externe** partiellement dégagé de sa couverture sédimentaire.

Après une période d'instabilité au cours de laquelle se déposent, sous une faible tranche d'eau, des brèches, des poudingues, des arkoses, s'installe progressivement, dès le Lutétien, un bassin épicontinental subsident, de type compressif. Le front de transgression atteint le bord méridional actif d'un Pelvoux embryonnaire au cours du Bartonien-Priabonien. Le Priabonien voit l'installation, à l'Est de l'accident de La Selle, d'un bassin à remplissage détritique en eau profonde dont la partie subsidente migre progressivement en direction de l'avant-pays. La subsidence affecte la marge sud du Pelvoux à l'Oligocène inférieur, un épisode volcanique calco-alcalin venant troubler la sédimentation détritique.

Les traits morphologiques majeurs du Pelvoux paléogène, tels qu'ils ressortent des données de la thermoluminescence et de l'analyse du contexte géologique régional, sont constitués par l'existence d'une série de reliefs géographiquement limités à la zone corticale volcano-sédimentaire du Vieux-Chaillol et au complexe de Crupillouse, aux terminaisons méridionales de Belledonne et, peut-être, des Grandes Rousses. Cet ensemble cristallin externe, discontinu, peut être opposé à un noyau central pelvousien plus homogène, aux reliefs moins accusés. Hormis les dragées de quartz

assimilables à l'épisode filonien tardimagmatique des batholites hercyniens de Bourg d'Oisans, il n'existe pas d'arguments concernant le décapage éventuel des granites pelvousiens dès le Bartonien supérieur-Priabonien (partie supérieure de la biozone B et partie inférieure de la biozone C) : le quartz granitique est absent, ou très peu représenté, dans la matrice du conglomérat de base nummulitique et les passées détritiques des calcaires susjacentes. Le complexe magmatique ne présentait au mieux que des affleurements très réduits, protégés de l'érosion par leur enveloppe migmatitique, elle-même recouverte par places par un tégument gréseux triasique surtout développé sur la bordure nord du massif et qui participait également à l'alimentation du bassin paléogène.

La présence d'une zone haute à l'emplacement de l'actuel massif du Pelvoux est donc un **caractère pérenne** de cette partie du domaine externe reconnu au cours du Trias (P. GIDON, 1954), du Jurassique (J.-C. BARFETY *et al.*, 1986), du Tertiaire et, bien sûr, du Quaternaire.

L'alimentation du bassin paléogène était également fonction d'un important **ensellement à plancher mésozoïque** qui séparait le chapelet d'affleurements corticaux du noyau central et drainait leurs produits de démantèlement respectifs, essentiellement cristallophylliens et parfois d'origine lointaine, vers l'Est.

L'évolution paléogène du Pelvoux diffère donc sensiblement de celle de l'Argentera qui n'est alors qu'un haut-fond, actif certes, mais recouvert par sa couverture sédimentaire. Le Pelvoux joue en fait pour les Grès du Champsaur, le rôle tenu par le socle védiantien envers les Grès d'Annot.

Vers l'Ouest, la marge mésozoïque du bassin, largement structurée et érodée dès la fin du Mésozoïque, alimente par ses **terrigenes fini-crétacés** le bassin paléogène, ceci entre le Priabonien et l'Oligocène inférieur, alors que la transgression atteint son développement maximum.

Des affleurements tels ceux de la Montagne de Malemort, de la Montagne de Clairét ou du Serre Mottaire près de Lus-La-Croix-Haute permettent de supposer qu'un épisode détritique important a clos le cycle sédimentaire mésozoïque dans la zone subalpine. Cet épisode fini-crétacé constitue un trait important de l'histoire de l'avant-pays alpin : il est présent dans le Dévoluy, mais s'est également développé au Sud dans le pays nord-varois (cf. 1ère partie, § 2.2.1, p. 18) et vers l'Ouest dans le bassin rhodanien (Tricastin, massif d'Uchaux, régions d'Orange, Nyons, Dieulefit, etc.). Les apports, épisodiques pendant le Crétacé inférieur, s'intensifient au cours du Turonien supérieur et du Sénonien. Le quartz provient du craton européen : du socle provençal et de son tégument permotriasique, ainsi que du Massif Central. Partout, il est repris en milieu subaérien ou marin au cours du

Tertiaire : dans le Paléogène du Dévoluy, nous l'avons vu, dans les sables réfractaires, les marnes rouges et blanches plus ou moins sableuses, les calcaires détritiques, les marnes grises sableuses à intercalations de calcaires lacustres et de niveaux conglomératiques qui assurent le remplissage continental du bassin de Lus-La-Croix-Haute, dans l'Oligocène et le Miocène des fossés N-S et des structures plicatives E-W, synsédimentaires, de la bordure de l'arc de Castellane (cf. *supra*, fig. 7, p. 18). Il faut enfin remarquer que l'avant-pays alpin envahi par la sédimentation terrigène fini-crétacée voit le fonctionnement, au cours de l'Oligocène, d'un système de fossés subméridiens dont le remplissage est assuré par l'avant-pays lui-même : citons les fossés de la Montagne Chauvet - Terre Rouge dans le Diois, de Sault de Valcluse, ceux de la région de Manosque-Forcalquier, du pays nord-varois et de la Provence nord-orientale.

L'existence d'un **second socle, interne, de type cordillérain**, en position médio-alpine, doit être envisagée sur la marge orientale mobile du bassin paléogène, et ce dès le début de la transgression lutétienne dans le Subbriançonnais. Ce socle essentiellement ignimbrétique, mais aussi granitique, recouvert par un Trias tégumentaire proche voisin du Trias détritique dauphinois, et qualifié de cordillère de La Martinasse, constituait un jalon chimiquement distinct des cordillères de Tende, de la Stura et d'Allos-Pelat en direction du Nord et d'autres paléoreliefs, dont le massif du Combeynot et les "écaïles" de Côte-Plaine constituent probablement des éléments avancés. Sa réactivation est au moins lutétienne, voire anté-lutétienne, et peut être en relation avec l'existence d'une zone coulissante à jeu senestre selon un mécanisme déjà envisagé pour les Alpes maritimes *s.l.* (cf. 3ème partie, § 1.4, p. 168). Le dépôt de ses produits de démantèlement effusifs ne paraît pas obéir au schéma de distribution hétérochrone dégagé pour les Alpes maritimes *s.l.*, ceci dans la mesure où les grandes Nummulites datant le conglomérat subbriançonnais de La Martinasse correspondent bien à une faune autochtone, non remaniée.

Les nappes de **Flyschs à Helminthoïdes** et peut être le **Briançonnais**, de manière plus subordonnée, relaient la cordillère médio-alpine de La Martinasse en tant que zones-sources internes à partir de la fin du Priabonien et de l'Oligocène.

Compte tenu du grand développement de l'olistostrome sommital d'Orcières sur le front nord des nappes de l'Embrunais et du dessin des lignes isofactes qui épousent assez régulièrement les contours de cet olistostrome (cf. le tracé de l'isofacte "30" entre Pont du Fossé et la boutonnière de Dourmillouse sur la figure 72 par exemple), il paraît clair que la progression des nappes de Flyschs à Helminthoïdes s'est d'abord

effectuée suivant une direction SSE-NNW à SE-NW. Cette hypothèse, déjà formulée pour la mise en place des Flyschs à Helminthoïdes dans les Alpes maritimes *s.l.*, rejoint les conclusions auxquelles aboutissent O. MERLE et J.-P. BRUN (1981) par l'étude de la déformation incrémentale de la nappe du Parpaillon.

Atteignant le bord sud-est du bassin paléogène du Champsaur à l'Oligocène inférieur (cf. fig. 68) dans une position plus orientale, plus interne que ne le laisse supposer leur situation actuelle, les nappes, bloquées au Nord par le môle pelvousien, ont ensuite été déformées et translitées en bloc avec leur soubassement dauphinois vers l'Ouest-Sud-Ouest et le Sud-Ouest. Cette seconde translation a pu être favorisée par le jeu de la zone linéamentaire de La Selle fonctionnant en décrochement dextre dès l'individualisation du bassin paléogène oriental, soit depuis le Bartonien-Priabonien. Elle correspond probablement au charriage tardif de la nappe du Parpaillon sur la surface d'érosion postérieure aux plissements fini-oligocènes tel que l'ont envisagé C. KERCKHOVE (1969) ou O. MERLE (1982).

Un problème se pose au sujet de l'âge et de la contemporanéité des phénomènes de translation des nappes de flyschs et des déformations de ces mêmes nappes et de leur substratum externe auquel se rattachent les Grès du Champsaur.

Il peut tout d'abord paraître difficile d'envisager un premier déplacement des nappes strictement gravitaire, sans déformation interne et ce d'autant plus que deux déformations schistogènes superposées totalement obliques affectent les flyschs. La première déformation a été liée à la translation priabonienne des nappes, la seconde à leur translation fini-oligocène ou miocène. Or, l'orientation de objets structuraux liés à la seconde translation (plis, schistosités, linéations) concorde avec celle des plis P1 synschisteux décrits par P. PLOTTO dans le Champsaur oriental. Les premières déformations schistogènes du domaine externe seraient donc assez tardives, ce qui va à l'encontre des observations effectuées dans la Nagelfluh stampienne du Dévoluy, riche en éléments d'origine interne (Verrucano et roches vertes notamment) et qui remanie, je l'ai rappelé, des fentes à quartz stériles syn- à tardimétamorphes liées à la première déformation schistogène du domaine externe. Comme dans les Alpes maritimes, cette première déformation, dont les modalités restent encore mal connues, paraît suivre de très près la fin de la sédimentation paléogène, voire être synchrone dans ses premiers effets, sinon comment expliquer le remaniement stampien des filons de quartz ? C'est pourquoi j'adopterai l'hypothèse d'une mise en place séquentielle de la nappe du Parpaillon telle que l'a proposée O. MERLE en 1982, seule l'unité 2 ("Tête de l'Hivernet/Tête de Chante-Perdrix/Mt. Guillaume") venant recouvrir tardivement, dans

une suite de déformations progressives cisailantes senestres initiées dès la fin du Priabonien et le début de l'Oligocène, la surface d'érosion miocène mise en évidence par C. KERCKHOVE (1969).

Quant au déplacement longitudinal précoce des nappes de Flyschs à Helminthoïdes, il se serait effectué, comme au Sud, le long d'un couloir coulissant, à jeu senestre, séparant le domaine externe et le Briançonnais, ou par l'intermédiaire de couloirs en relais permettant aux nappes de déborder progressivement le second domaine au cours de leur translation. La progression des nappes vers le Nord est soulignée par l'hétérochronie des "schistes à blocs" synchronappes qui apparaissent, dans le modèle proposé, dès le Priabonien en Ligurie et au cours de l'Oligocène inférieur dans les hautes vallées de la Tinée, du Var et du Drac (fig. 53 et 68).

L'environnement paléogéographique du bassin paléogène du Champsaur, du Dévoluy et du Subbriançonnais a subi des modifications continues entre le Lutétien et l'Oligocène inférieur, souvent en relation avec le jeu de failles de direction N170°E et N45°E dont l'importance a récemment été soulignée par J.-L. PAIRIS (1988) et qui sont encore en cours d'étude. Les premières de ces modifications, qui soient d'importance, sont traduites par le changement et le début d'homogénéisation des différents stocks quartzeux. Ce processus ne correspond pas au passage marnes-grès, mais s'amorce dès le début du Priabonien, au cours même du dépôt des calcaires à Nummulites dont les termes supérieurs, parfois finement détritiques, montrent des populations de quartz semblables dans beaucoup de cas à celles des grès et grauweekes terminaux.

Il reste à discuter des problèmes de raccord entre le bassin paléogène du Champsaur et celui des Alpes maritimes *s.l.* S'agissait-il d'un seul et même bassin ou de deux bassins évoluant indépendamment l'un de l'autre ? L'établissement des cartes de paléofaciès pour ces deux régions montre que le déplacement des lignes de rivage, le dépôt et la position des divers lithofaciès, la situation des zones-sources, la translation des nappes s'harmonisent parfaitement du Sud au Nord, obéissant dans la majorité des cas au jeu de linéaments majeurs induisant des effondrements et des coulissements. La zone de la fenêtre de Barcelonnette pose cependant un problème : le Paléogène y est absent sur son bord nord, ainsi qu'une partie du Mésozoïque. Deux causes peuvent expliquer cet état de fait : la présence d'un haut-

fond barrant la bassin et/ou une forte érosion postérieure aux dépôts. Dans les deux cas, il faut envisager une remontée de la topographie qui cadre mal avec la présence des nappes de l'Ubaye, parmi lesquelles la nappe de l'Autapie a développé de surcroît un important olistostrome à son front lors de sa mise en place vers le Sud-Ouest.

Envisager une translation précoce de la nappe de l'Autapie, suivie d'une mise en place plus tardive de celle du Parpaillon ne résout pas à mon sens le problème car c'est souvent le matériel de la première nappe qui est au contact du Mésozoïque de la fenêtre, soit directement, soit plus fréquemment par l'intermédiaire de l'unité subbriançonnaise du Pelat.

Les faits sédimentologiques et chronologiques, l'empilement tectonique actuel, obligent donc la nappe de l'Autapie à avoir atteint le bassin paléogène entre Colmars et le Lauzet-Ubaye à l'Oligocène inférieur pour y développer des "schistes à blocs" au toit des Grès d'Annot, après que la couverture mésozoïque et éventuellement cénozoïque du futur dôme de Barcelonnette ait été décapée sur plusieurs centaines de mètres.

Une paléogéographie complexe, faite de zones hautes et basses, transversales par rapport à l'allongement du bassin, guidée par le jeu d'accidents E-W à NE-SW effondrant progressivement le domaine externe du Sud-Est vers le Nord-Ouest en direction de l'Embrunais et décrochant les nappes suivant un jeu senestre permettrait d'expliquer :

a. l'installation lutétienne précoce, à la faveur d'une zone déprimée, du régime marin dans le haut Verdon ;

b. la migration du front de transgression vers le Nord-Ouest, localement freinée, voire stoppée par la présence de haut-fonds vers le Nord-Est ;

c. le débordement des nappes au Nord de l'Argentera (cf. § 1.4, p. 168), la nappe de l'Autapie progressant en milieu aérien ou aquatique suivant l'état d'effondrement du domaine externe, mais finissant toujours sa course dans un bassin marin de plus en plus étroit et rejeté vers l'avant-pays.

Ainsi prophétisait peut-être E. HAUG, dans le troisième tome de son *Traité de Géologie* : "la profondeur du géosynclinal était sans doute moindre suivant une zone passant par Saint-Dalmas-le-Selvage (Alpes-Maritimes), Jausiers, Meyronnes (Basses-Alpes), Crévoux, Châteauroux (Hautes-Alpes)".

3 - LES FORMATIONS PALÉOGÈNES DU PAYS DES ARVES.

Le Paléogène qui affleure au front des zones internes, au Nord du massif des Écrins-Pelvoux et à l'Est de Belledonne et des Grandes Rousses, est assurément le moins connu des Alpes occidentales. Son déchiffrement stratigraphique et tectonique fournira très certainement, dans les années à venir, les solutions à nombre de problèmes que pose encore la jonction entre externides et internides, ceci grâce à son détritisme accentué très nettement syntectonique et sa présence constante dans des unités en relais qui, progressivement, nous conduisent vers le Nord à la zone valaisane, au flysch crétacé de Tarentaise et à son complexe détritique basal.

Ces unités sont, dans la conception alpine classique, celle des Aiguilles d'Arves qui relaie à la latitude du Combeynot, les Grès du Champsaur oriental et leur substratum décollé, celles de Crève-Tête, de Valbuche-Mont du Fût, puis du Niélard, partie la plus externe et la plus méridionale de l'ancienne zone des Brèches de Tarentaise, dont la position intermédiaire entre l'Ultradaphinois et le Valaisan a été démontrée par P. ANTOINE et R. BARBIER (1978).

À ce schéma classique s'oppose, depuis quelques années, un schéma moins orthodoxe, qui intercale une nappe briançonnaise entre des unités daphinoises orientales et subbriançonnaises (J. MARTINEZ-REYES *et al.*, 1979 ; A. SERRE, 1983). L'ancienne zone ultradaphinoise est, de fait, découpée en deux unités tectoniques d'origine paléogéographique fort différente, entre la latitude du Mont Niélard et celle du col du Lautaret (A. SERRE *et al.*, 1985) :

- l'unité daphinoise orientale des Albiez ;
- l'unité à affinités briançonnaises du Cheval Noir - Casse Massion.

La "zone des écailles externes subbriançonnaises" a par ailleurs été interprétée comme un ensemble d'olistostromes couronnant la série éocène du flysch des Aiguilles d'Arves (C. BRAVARD *et al.*, 1981). Conjointement était signalée la présence "d'olistolites" de nature et d'origine diverses à la base du Paléogène, tant au Sud, qu'au Nord de la vallée de l'Arc (C. BRAVARD et M. GIDON, 1979 ; P. ANTOINE *et al.*, 1980 ; A. SERRE, 1983).

Il ne pouvait être question d'aborder, dans ce travail, l'analyse par thermoluminescence de l'ensemble de ce Paléogène qui, à lui seul, nécessiterait un travail monographique et avant toute chose une connaissance stratigraphique et géométrique détaillée.

J'ai donc limité mon étude à la suite septentrionale immédiate du Paléogène du Champsaur, à savoir les formations conglomératiques et gréseuses, séparées par des calcschistes priaboniens, qui affleurent au-delà du Pelvoux et du Combeynot jusqu'à la vallée de l'Arc. Cette limite est également celle des lithofaciès gréseux turbiditiques terminaux. Franchir la vallée de l'Arc nécessitait de poursuivre jusqu'aux unités valaisannes comprises dont le matériel quartzeux, nous l'avons vu pour le Rognais-Versoyen, est très largement alpinisé et sa thermoluminescence originelle effacée au profit de la TL proprement alpine (cf. 2ème partie, § 3.3.2.2.b, p. 105).

3.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE.

Le contexte géologique du Paléogène du Pays des Arves diffère peu de celui du Champsaur oriental. Les massifs cristallins externes de Belledonne et des Grandes Rousses prolongent vers le Nord et le Nord-Nord-Est le socle du Pelvoux, alors qu'apparaissent, vers l'Est, des affleurements de socles plus limités, chevauchants, à vergence externe accusée : les socles écaillés du Combeynot et du Rocheray/Grand Châtelard. Ces socles possèdent tous un tégument réduit, carbonifère, permien et/ou triasique, témoin de l'abrasion finipaléozoïque des reliefs hercyniens (fig. 73).

La couverture sédimentaire daphinoise orientale post-triasique de ces massifs est surtout constituée de Lias marneux, facilement entaillé par l'érosion, à l'origine d'une région fortement déprimée par rapport aux massifs cristallins et au domaine pennique. Quant à la zone ultradaphinoise proprement dite, qui nous intéresse directement, elle ne fait que prolonger, vers l'Est, la précédente effectuant, par l'intermédiaire de variations latérales d'épaisseur et de faciès de ses formations, la transition avec la zone subbriançonnaise. Le trait le plus caractéristique de cette zone ultradaphinoise est le grand développement du Paléogène, cantonné à l'arrière des massifs cristallins externes et directement transgressif sur le Lias ou le Jurassique découpés par une série d'écailles à vergence externe.

La limite classiquement adoptée pour séparer la zone daphinoise orientale de la zone ultradaphinoise correspond à des affleurements de gypses et de cargneules du Keuper qui s'épaississent fortement aux abords de Saint-Jean-de-Maurienne et soulignent le passage d'un contact tectonique majeur.

3.1.1 - Cadre lithostratigraphique et paléogéographique.

3.1.1.1 - Le Cristallin.

Les complexes métamorphiques et magmatiques du massif cristallin de Belledonne sont habituellement répartis, depuis les travaux P. LORY, en deux rameaux externe et interne, séparés par un accident qualifié de synclinal médian. C. BORDET (1961), analysant les principaux types de roches rencontrés dans la partie septentrionale du massif, fut amené à distinguer, avec P. BORDET (1952, 1960-63), deux séries, "satinée" et "verte", auxquelles est adjointe une série "brune".

La série satinée, qui correspond au rameau externe, est lithologiquement peu diversifiée, monotone, formée de schistes sériciteux et chloriteux alternant avec des faciès plus détritiques, arkosiques, des micaschistes à deux micas et des leptynites ; elle est parfois légèrement carbonatée, montre quelques niveaux subordonnés de prasinites, d'ovardites et d'amphibolites et est interprétée comme une ancienne série de type flysch.

Dans le rameau interne, la série verte subdivisée en deux parties, inférieure et supérieure, comporte, à la base, un ensemble de gneiss amphibolitiques, de micaschistes et d'amphibolites massives accompagnées de diorites et de gabbros, puis des schistes chloriteux albitiques passant latéralement à des schistes graphiteux et alternant avec des grès grossiers, des conglomérats (conglomérats de la Sambuis et du Sabot), des cipolins, des serpentines. Des micaschistes à staurotide et grenat forment, avec des gneiss migmatitiques, la série brune sous-jacente.

Dans le massif du Taillefer et dans la basse vallée de la Romanche affleure une suite de formations d'origine éruptive et pyroclastique acide et basique, ces dernières intrudées par un cortège magmatique gabbroïque accompagné de microdiorites, ophites, dolérites et épisénites. Ce "complexe de Belledonne" interprété comme une série inverse (F. CARME, 1965, 1970) et affecté par un métamorphisme de moyenne température et de haute pression épizonale et mésozonale, supporte la série épizonale de type Culm du Taillefer (F. CARME, *op. cit.*), conglomératique, gréseuse et schisteuse, dolomitique à Crinoïdes, à spilites et kératophyres, qui peut être rapprochée de la zone corticale volcano-sédimentaire du Vieux-Chaillol. L'âge du "complexe de Belledonne" est actuellement discuté : il pourrait être Briovérien inférieur à moyen ; l'apparition de la foliation régionale, le métamorphisme et le renversement de la série seraient cadomiens, l'orogénèse hercynienne surimposée polydéformant l'ensemble.

Le rameau interne, migmatisé dans ses parties les plus profondes est également granitisé. Les

deux principaux axes granitiques du massif, disposés comme le cristallophyllien suivant d'étroites bandes longitudinales subparallèles à la foliation générale, sont le granite à biotite localement porphyroïde d'Épierre - Sept-Laux encaissé dans la série brune et le granite de Saint-Colomban - La Lauzière plus hétérogène, à bords diffus nébulitiques puis gneissiques, à septa de gneiss leptynitiques, amphibolitiques et de micaschistes.

Le leucogranite cataclaté de Notre-Dame-de-Briançon et les batholites de dimension restreinte de l'extrémité nord-est du massif : granites de Beaufort, d'Outray, du Roc Blanc et de la Chaudanne, complètent le cortège magmatique de Belledonne.

À l'Est de Belledonne, le cristallophyllien réapparaît au-delà du synclinal liasique de Bourg d'Oisans. Dans les Grandes Rousses et avec P. GIRAUD (1952) et P. BORDET (1961) sont actuellement distingués six groupes métamorphiques dits des Petites Rousses, des Grandes Rousses s.s., du Sauvage, de la Valette, d'Huez et de l'Alpetta. Leur matériel se compose de schistes chloriteux et graphiteux à rares bancs de cipolins, de micaschistes à staurotide, de leptynites, témoins d'un complexe hypovolcanique intrusif, de conglomérats épimétamorphiques, de gneiss à niveaux amphibolitiques faiblement mobilisés ou migmatitiques, parfois intensément mylonitisés ("blastomylonites du Sauvage", J. DEBELMAS *et al.*, 1979) et renfermant, à la Croix de Cassini, un stock peu développé de diorites quartziques recoupées par des diabases.

Les granites calco-alcalins monzonitiques du Clapier et du Rochail, datés de la limite du Viséen-Namurien (J.-M. BUFFIERE, 1964) sont les deux principaux stocks magmatiques intrusifs du massif. Ils prennent localement le nom de granite du Pont Saint-Guillaume ou du Péron.

Le granite de l'Alpetta, parfois porphyroïde, pourrait représenter, avec son encaissant gneissique, une socle anté-hercynien (J.-C. BARFETY *et al.*, 1972).

Les socles écaillés du Combeynot et du Grand Châtelard diffèrent sensiblement l'un de l'autre. Le premier, qui chevauche le massif des Ecrins-Pelvoux par l'intermédiaire de l'étroite bande synclinale mésozoïque d'Arsine, est essentiellement granitique et volcano-sédimentaire acide. L'âge du matériel éruptif prête à discussion ; il est soit namurien, soit autunien (A. BARBIERI, 1970).

L'écaille du Grand-Châtelard, plus complexe, fait affleurer au sein de micaschistes et de gneiss migmatisés et mylonitisés, un granite chimiquement hétérogène intermédiaire entre un type acide hololeucocrate et un type basique enrichi en biotite (N. VATIN-PERIGNON, 1966).



Le Paléogène du Pays des Arves sur le site des Aiguilles.
A. Conglomérat de base (a. détail) ; B. Calcschistes ; C. Flysch grésopélitique.

3.1.1.2 - Le tégument post-orogénique carbonifère et permo-triasique.

Dans le **domaine externe** et comme dans le massif cristallin de l'Argentera, le Carbonifère post-orogénique affleure en bandes étroites, le long de couloirs linéamentaires à jeu fréquemment décrochant ("synclinaux" médians, accident de l'Herpie etc.), alors que le Permien et le Trias, bien qu'affectés par ces mêmes accidents qui ont également joué en failles d'effondrement, apparaissent ponctuellement sur les bordures cristallines actuelles pour le premier, en placages de faible épaisseur rarement conservés par l'érosion, mais qui durent avoir une extension régionale assez continue, pour le second.

Les formations tégumentaires suivantes, essentiellement détritiques, ont fait l'objet de prélèvements à des fins de comparaison avec le Tertiaire :

- Pour le Carbonifère, celui des Rouchoux, les conglomérats "métamorphiques" et "productifs" (J. APRAHAMIAN, 1968) d'Entraigues (Taillefer) rapportés et/ou datés du Westphalien D et du Stéphien, les conglomérats et grès du Stéphien A associés aux orthophyres du Freney d'Oisans, du Mont de Lans et du col de la Croix de Fer, ceux de Roche Moutas au Sud de la Grande Lance d'Allemont, enfin le houiller de Roselend, véritable socle reconstitué aux abords du barrage mais rapidement plus évolué vers le col du Bonhomme et la Gittaz.

- Pour le Permien, et avec les arkoses et les Grès des Rouchoux déjà cités au sujet du Paléogène du Champsaur et du Dévoluy, les Grès d'Allevard de la bordure occidentale de Belledonne dont le dépôt a pu débiter localement, vers l'Est (Collet d'Allevard), dès le Stéphien C, les conglomérats et grès arkosiques à dragées de quartz blanc et rose du massif du Mont Joly qui miment le Verrucano briançonnais et à qui l'on attribue d'ailleurs un âge permo-triasique.

- Pour le Trias inférieur, en plus des grès et arkoses de la retombée nord du Pelvoux et du massif du Combeynot, les brèches, arkoses, quartzites et dolomies sableuses du massif des Petites Rousses, les conglomérats et grès arkosiques du Rocheray.

Dans le **domaine interne**, et plus précisément dans la zone briançonnaise où le Carbonifère et le Permo-Trias sont très largement représentés, les conglomérats, arkoses et grès du Westphalien moyen et supérieur de la descente du col du Télégraphe, l'assise de la Ponsonnière attribuée au Saxonien et le Verrucano des écaillles de la crête du Galibier ont été retenus pour tenter de dégager les caractères TL majeurs du détritisme post-orogénique fini-paléozoïque.

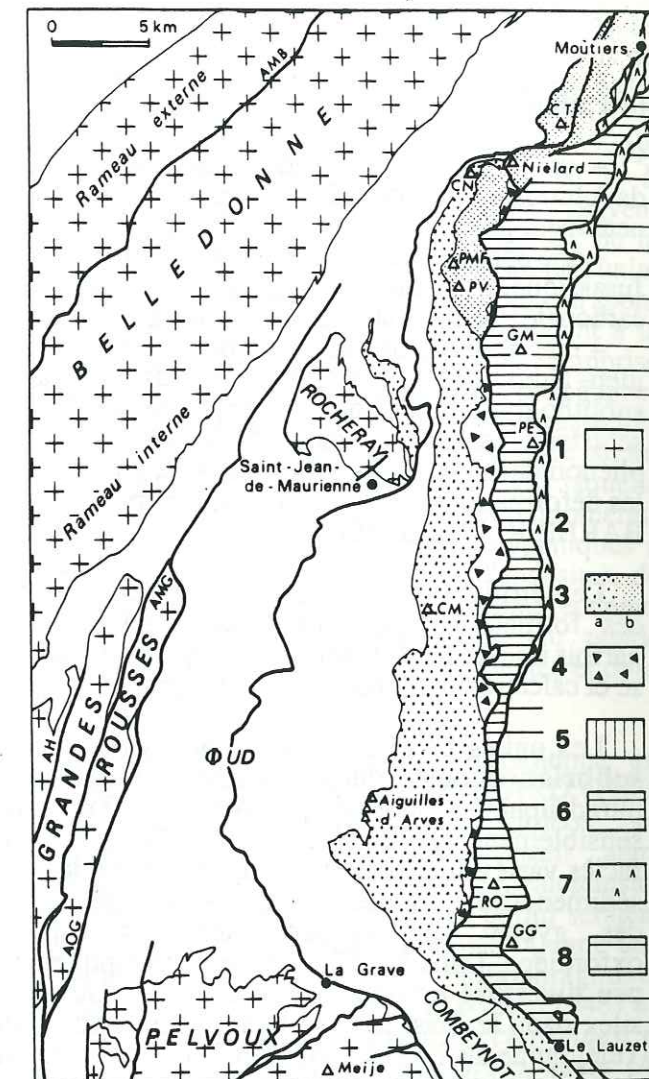


Fig. 73. - Le Paléogène du Pays des Arves dans son cadre lithostratigraphique et structural.

1. Massifs cristallins externes et leur tégument carbonifère et permo-triasique ; 2. Mésozoïque dauphinois et ultradauphinois ; 3. Paléogène du Pays des Arves (a) et/ou unités ultradauphinoises et "intermédiaires" à Paléogène marin (b : unité de Crève-Tête, unité de Valbuche - Mont du Fût, zone du Niélard-Quermoz) ; 4. Écaillles externes/Olistostromes ; 5. Zone valaisane ou des Brèches de Tarentaise ; 6. Subbriançonnais ; 7. Gypses ; 8. Briançonnais.
- AH. Accident médian de l'Herpie ; AMB. Accident médian de Belledonne ; AMG. Accident médian des Grandes Rousses ; AOG. Accident oriental des Grandes Rousses ; CN. Le Cheval Noir ; CM. Casse Massion ; CT. Crève-Tête ; GG. Grand Galibier ; GM. Aiguille de la Grande Moënda ; PE. Perron des Encombres ; PMF. Pointe du Mont du Fût ; PV. Pointe de Valbuche ; RO. Roche Olvéra ; ΦUD. Chevauchement frontal de la zone ultradauphinoise.



Le conglomérat de base (A) et l'olistostrome sommital (B) de la vallée de la Maurienne (coupes de Villarclément — Mont-Denis et de Montricher). Noter l'importance de la déformation du conglomérat matérialisée par la présence d'une schistosité régionale S1 correspondant au plan d'aplatissement des galets, subparallèle aux surfaces de stratification, et par l'apparition de fentes à quartz.

3.1.1.3 - Le Mésozoïque.

Trois particularités distinguent le Mésozoïque **ultradauphinois** :

- un Trias moins complet que dans la zone dauphinoise, mais dont les gypses sommitaux sont nettement plus épais ;
- une épaisse sédimentation vaseuse au cours du Jurassique, avec un Lias inférieur cependant plus carbonaté que dans la zone dauphinoise ;
- une série qui ne dépasse jamais le Kimméridgien-Tithonique, représentés par des calcaires sublithographiques noirs et des marno-calcaires schisteux, ceci en raison de l'importance des phénomènes d'érosion ayant accompagné et suivi les déformations anté-nummulitiques arvinches (R. BARBIER, 1948, 1956).

Le détritisme grossier est quasi-inexistant dans ces formations : quelques épandages sableux, parfois micacés, troublent la sédimentation marneuse et calcaire du Toarcien et du Dogger.

Les unités de couverture décollées de la zone **subbriançonnaise** qui chevauchent le Paléogène ultradauphinois du Pays des Arves, diffèrent très sensiblement des unités plus méridionales. Aux faciès variés du Sud du Pelvoux succède une suite sédimentaire tronquée tectoniquement au niveau des gypses du Keuper, puis des schistes oxfordiens. Dans le Mésozoïque lithologiquement peu diversifié dominant des calcaires, souvent à silex dans le Lias, et des marnes. Les Brèches du Télégraphe attribuées à l'Oxfordien, qui remanient des dolomies triasiques et des calcaires du Lias et du Dogger, rompent momentanément cette monotonie. Comme dans l'Ultradauphinois, le détritisme grossier est rare dans le Subbriançonnais : seul le Néocomien de la digitation du Lauzet - Roche Olvéra voit se développer des calcaires gréseux à microbrèches.

Séparée du Subbriançonnais par une zone de gypses continue emballant au Nord de l'Arc des écaillies variées, la couverture secondaire de la zone **briançonnaise**, est surtout représentée par les grandes masses de quartzites werféniens et de calcaires, calcaires dolomitiques, dolomies karstifiées du Trias moyen et supérieur. L'absence de Lias, la grande fréquence de brèches à éléments calcaires et plus rarement quartzitiques dans les séries réduites du Dogger et du Malm, enfin le développement de la sédimentation carbonatée pélagique accompagnée du classique niveau de calcaires noduleux polychromes dits "de Guillestre", traduisent le caractère géantoclinal de la zone briançonnaise qui, progressivement, à partir du Jurassique supérieur s'enfonce et passe sous le niveau de compensation des carbonates (M. BOURBON *et al.*, 1977).

Les grandes nappes de **Flyschs à Helminthoïdes** ne sont plus représentées, à la latitude du Pays des Arves, que par le seul affleurement de calcaires et pélites noires de la Pointe de la Mandette ou de Tête Noire, chevauchés par le Briançonnais du Grand Galibier, alors que se développe largement au Nord de Moûtiers le **Flysch valaisan de Tarentaise**, de même âge. Cet ensemble rythmique est constitué par une puissante formation basale conglomératique et carbonatée (Couches de l'Aroley), qui passe par l'intermédiaire de schistes noirs et de quartzites verts (Couches des Marmotains) à des schistes, calcschistes et calcaires en plaquettes terminaux formant le flysch proprement dit, toujours très carbonaté (Couches de saint-Christophe). Dans la formation basale ont été reconnues des *Globotruncana* couvrant le Turonien supérieur et le Sénonien terminal inclus (P. ANTOINE, 1965, 1971, 1972) ; les couches des Marmotains et de Saint-Christophe pourraient monter dans le Paléocène (R. BARBIER et R. TRÜMPY, 1955).

3.1.1.4 - Le Cénozoïque : les grandes étapes de la transgression nummulitique.

L'âge de la transgression paléogène et l'enchaînement spatio-temporel des lithofaciès restent mal précisés au Nord du Pelvoux et ce malgré les premières découvertes fort anciennes de Nummulites faites par PILLET et COCHE (1859) ou par M. GIGNOUX (1913). La difficulté du problème provient de la rareté des faunes - notamment les formes planctoniques - et du remaniement fréquent des macro-Foraminifères. Les grandes Nummulites, par exemple, qui datent les premiers dépôts tertiaires sont toujours remaniées, soit dans les "écaillies externes" subbriançonnaises réinterprétées par C. BRAVARD *et al.*, *op. cit.*) comme un ensemble d'olistostromes couronnant le flysch des Aiguilles d'Arves, soit dans des brèches calcaires à terrigènes silico-clastiques incluses dans les schistes et calcschistes à petites Nummulites de la zone du Niélard, intermédiaire entre l'Ultradauphinois et le Valaisan (*cf. supra*).

Quant à l'emploi souvent inadéquat et forcé des termes "flysch" et "olistolite", il brouille les données de la littérature à tel point qu'il devient délicat de distinguer au premier abord les divers lithofaciès et parmi eux, le conglomérat de base de l'olistostrome sommital, tous deux très développés et à matériaux polygéniques.

Le gisement fossilifère nummulitique le plus célèbre du Pays des Arves et de la Maurienne est celui du Bochet. Il a été découvert en 1859 par PILLET et COCHE (*in* : R. BARBIER, 1948). Successivement, C. LORY (1860, 1864), A. d'ARCHIAC (*in* : A. FAVRE, 1861), P. de la HARPE (1877), W. KILIAN et J. REVIL (1904,

1905), J. BOUSSAC (1911, 1912), M. GIGNOUX et L. MORET (1929), puis enfin R. BARBIER (*op. cit.*), l'examinèrent, dressant une liste de fossiles parmi lesquels *Nummulites millecaput*, *Nummulites perforatus*, *Nummulites variolarius* et *Assilina exponens* permettent de dater le début de la sédimentation paléogène en arrière de Belledonne et des Grandes Rousses du Lutétien supérieur-Bartonien inférieur (haut de la biozone A), le dépassement dans le Bartonien étant confirmé par la présence de *N. biarritzensis* et *N. puschi* notées par A. SERRE (1983). La position exacte du front de transgression et du milieu marin correspondant à ces dépôts de plate-forme ne peuvent cependant qu'être supposées. La mer occupait probablement le Subbriançonnais compte tenu de la nature des galets et blocs sédimentaires remaniés avec l'olistolite calcaire du Bochet, que C. BRAVARD *et al.* rapprochent du Trias et du Jurassique de la nappe du Pas du Roc.

Au Nord de l'Arc, dans l'unité du Niélard, c'est *Nummulites perforatus* que signale avec doute R. BARBIER sur le versant sud-ouest du massif toponyme, mais accompagnée de petites Nummulites.

Un témoin septentrional de cette mer lutétienne est encore connu au-delà de la Maurienne, entre l'extrémité nord du massif de Belledonne et le front pennique : il s'agit du gisement du Rocher du Vent, près Roselend, dans lequel G. MENNESSIER (1965) a signalé la présence de deux *Nummulites millecaput* brisées, aux côtés de *N. striatus* et *N. incrassatus*, et donc remaniées. Ce jalon, précieux, permet d'effectuer le raccord avec la mer lutétienne de Haute-Savoie dont semble dépendre le bassin de la Maurienne, aucun gisement à grandes Nummulites n'étant signalé au Sud du Bochet avant ceux du Subbriançonnais de l'Embrunais et des écaillies et olistolites du lobe d'Orcières.

Qu'en est-il cependant des faunes non remaniées et des âges qu'elles permettent d'attribuer aux formations carbonatées et détritiques paléogènes du Pays des Arves ? Je raisonnerai, pour tenter d'y voir clair, du Sud au Nord et des unités les plus externes au plus internes.

a. Au Sud de la vallée de l'Arc, deux indices nous guident pour dater les dépôts carbonatés du "flysch calcaire" de l'unité des Aiguilles d'Arves s.s., qui surmontent le conglomérat de base. Il s'agit de la présence de *Nummulites chavannesesi* et de *Nummulites incrassatus*, la première dans les calcaires gréseux à passées marneuses noirâtres qui affleurent entre le col d'Albanne ouest et la Pointe d'Émy (A. SERRE, *op. cit.*), la seconde, vers le Sud, dans les dalles calcaires de la Roche du Bonhomme et du Gros Grenier (R. BARBIER, 1953). Ces deux espèces couvrent, l'une la biozone B et la partie inférieure de la biozone C, l'autre la même biozone C, mordant peut-être également sur l'extrême sommet

de la biozone B. Les dépôts calcaires, qui ne se développent réellement qu'au Nord de l'Aiguille de l'Épaisseur au détriment du conglomérat de base, ont donc un âge **bartonien supérieur à priabonien moyen** vers la Pointe d'Émy, **priabonien inférieur** - mais non basal - à **supérieur** plus au Sud. Ces âges doivent correspondre, à peu de choses près, à ceux de la transgression paléogène dans cette partie de l'unité des Aiguilles d'Arves s.s. La mer semble d'abord s'installer dans une zone basse correspondant à la partie centrale des affleurements actuels, comprise entre Villarclément et la Pointe d'Émy, puis gagner vers le Sud et envahir une seconde zone basse très subsidente qui apparaîtra nettement marquée par les isofactes de thermoluminescence, et dans laquelle sont piégés les six cents mètres de conglomérats des Aiguilles. Ces conglomérats polygéniques à éléments bien roulés de cristallin, d'andésites, de spilites, de calcaires du Lias et du Malm, reconnus très tôt par C. LORY, témoignent du rapide morcellement de la plate-forme carbonatée et de la vigueur de ses reliefs bordiers.

L'âge du "flysch gréseux" turbiditique est plus délicat à appréhender. C. BRAVARD (1982) signale, au Sud, près du Lac du Goléon, des Globigérinidés du **Priabonien** - sans autre précision - dans des calcaires et calcschistes surmontant les turbidites gréseuses et qui seraient ravinés par l'olistostrome sommital. Quant aux calcaires et conglomérats à Orthophragmines d'Albane découverts par R. BARBIER (1948) au sommet des grès, ils renferment *N. chavannesesi* et *N. cf. garnieri* auxquels s'ajoute *Grzybowski* (A. SERRE, *op. cit.*) ; ils ne dépassent donc pas la première moitié de la biozone C, imposant un âge **priabonien inférieur à moyen** aux grès sous-jacents, à moins qu'il ne s'agisse d'un olistolite.

L'olistostrome sommital de l'unité des Aiguilles d'Arves s.s. pourrait être rapporté à la fin du Priabonien (biozone C, partie supérieure), mais l'argument est à utiliser avec prudence : W. KILIAN et J. REVIL (*op. cit.*) avaient signalé la présence, dans des "calcaires glauconieux" superposés aux calcaires lutétiens du Bochet - donc au sein de l'olistostrome de Montricher - de *Nummulites tournoueri*, synonyme de *Nummulites bouillei* (*in* : R. BARBIER, 1948).

b. Au Nord de la vallée de l'Arc, les données suivantes sont à prendre en compte :

• dans l'unité des **Albiez**, parfois qualifiée de dauphinoise orientale, les calcaires et calcschistes à passées gréseuses et microbréchiques de Montpascal, qui surmontent un conglomérat de base monogénique à galets de calcaires très déformés, renferment des Hétérostégines ou *Grzybowski* indiquant les zones P14 à P16 de

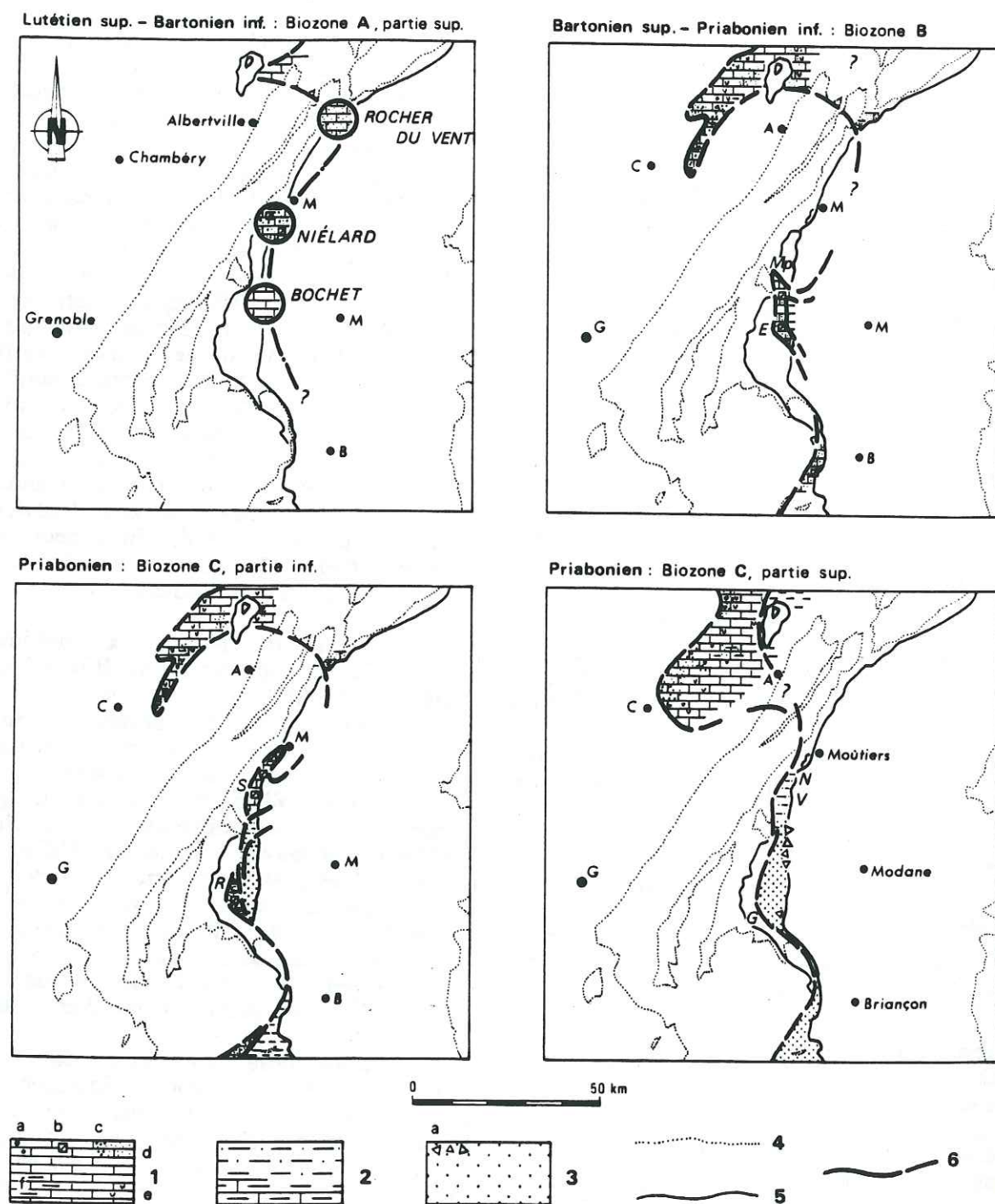


Fig. 74. - Cartes de paléofaciès du Nummulitique du Pays des Arves et de la Maurienne.

1. Faciès carbonatés de plate-forme : conglomérats à éléments de roches exogènes (a), exogènes et endogènes (b), sables et grès (c), calcaires détritiques (d), à Algues (e), argileux (f) et "flysch calcaire" (les lithofaciès à grandes Nummulites lutétiennes remaniées sont cerclés) ; 2. Calcschistes, grès fins et pélites noire siliceuses ("flysch schisteux") ; 3. Grès turbiditiques ("flysch gréseux") avec schistes à blocs sommitaux synchronappes (a) ; 4. Contours actuels des socles externes et internes ; 5. Limites d'unités structurales ; 6. Limites de faciès. E. Pointe d'Émy ; G. Goléon ; Mp. Montpascal ; N. Pointe du Niélard ; R. Roche du Bonhomme ; S. Ravin des Sétives ; V. Pointe de Valbuche.

BLOW (A. SERRE, 1983). Ces faunes couvrent le Bartonien supérieur et la majeure partie du Priabonien.

• dans l'unité des Aiguilles d'Arves (J.-C. BARFETY *et al.*, 1983) ou du Cheval Noir - Casse Massion (A. SERRE *et al.*, 1985, *cf. supra*, p. 195), le Paléogène débute par un conglomérat très polygénique, à nombreux éléments roulés de schistes chloriteux, dont l'épaisseur croît régulièrement vers le Nord, atteignant rapidement 400 mètres. Ce conglomérat est transgressif sur des pélites schisteuses vertes et violettes attribuées au Permien (schistes de La Bagnaz), qui passent vers le haut à des microconglomérats à faciès "Verrucano" et des quartzites rapportés au Permian-Trias. Ces quartzites sont interprétés comme la suite normale des pélites versicolores (J. MARTINEZ-REYES *et al.*, 1979), ou comme des mégablocs ("olistolites") résédimentés à la base du Paléogène, véritable "Permien régénéré" (P. ANTOINE *et al.*, 1980). Ce sont ces interprétations divergentes et la présence de biomicrites micropaléontologiquement datées du Malm encroûtant les quartzites qui sont à la base des discussions actuelles concernant l'origine paléogéographique des diverses unités tectoniques (*cf. p. 195*). Dans le ravin des Sétives, à la latitude du Mont Bellachat ou Pointe du Mont du Fût, J. MARTINEZ-REYES (1980) a décrit la partie inférieure du conglomérat sous le terme de "complexe à blocs" : les éléments de socle remaniés y sont plus hétérométriques et sont accompagnés par des quartzites, des dolomies et des calcaires noirs. Ce complexe diminue d'épaisseur vers le Sud, ce qui conduit à situer les principaux reliefs de sa zone-source et celle de l'ensemble conglomératique vers le Nord, en position externe ou interne suivant les hypothèses d'écoles en présence.

Une formation rythmique dans laquelle alternent des grès fins, des pélites siliceuses et de rares bancs calcaires, complète le Paléogène de cette (ces) unité(s).

Le conglomérat de base ("flysch conglomératique") a livré *Nummulites gr. chavannesi* et *Nummulites garnieri* datant le Priabonien moyen (partie inférieure de la biozone C), des Nummulites priaboniennes existant également dans les niveaux calcaires de la formation rythmique sus-jacente (J. MARTINEZ-REYES, *op. cit.*). Comme à l'extrémité sud du Pays des Arves, la transgression paraît légèrement retardée au Nord.

• dans l'unité de Valbuche - Mont du Fût et dans celle du Niélard, ce sont encore des conglomérats remaniant des schistes chloriteux, des quartzites, des dolomies et des calcaires, parfois de dimension pluridécamétrique, qui marquent la base du Paléogène. Ces conglomérats et mégablocs, développés sur plusieurs centaines de mètres dans la première unité, se réduisent assez

considérablement au Niélard même. Ils sont surmontés par des pélites noires siliceuses, des grès à galets de cristallin, et des calcschistes à petites Nummulites emballant les blocs de calcaires lutétiens à grandes Nummulites signalées par R. BARBIER en 1948. *Nummulites garnieri* et *Nummulites bouillei* (J. MARTINEZ-REYES, *op. cit.*) datent cet ensemble du Priabonien moyen à supérieur (milieu de la biozone C).

Cet âge confirme le retard de la mise en eau du bassin nummulitique vers le Nord, et ici vers le Nord-Est, déjà enregistré pour l'unité des Aiguilles d'Arves. Il permet de proposer le schéma évolutif suivant pour le déroulement de la transgression paléogène dans le Pays des Arves et la Maurienne (fig. 74, ci-contre). Au Bartonien supérieur-Priabonien la mer, qui occupe le Subbriançonnais de façon continue ou discontinue depuis le Lutétien supérieur, gagne l'Ultradaphinois où elle s'installe dans une zone basse centrale qu'elle déborde progressivement vers le Sud et vers le Nord. La migration du front de transgression sera freinée dans ces deux directions par l'existence de reliefs importants. Les produits de démantèlement de ces reliefs seront piégés, sous la forme de puissants conglomérats, dans deux gouttières principales méridionale et septentrionale installées à leur pied par morcellement et effondrement d'un substratum en cours de déformation. L'enfoncement rapide de ce substratum n'a souvent pas permis l'installation d'une véritable plate-forme carbonatée. La sédimentation gréseuse turbiditique ne se développera vraiment qu'au Sud de l'Arc. En fin de cycle sédimentaire, c'est encore la zone centrale initiée au Bartonien supérieur - Priabonien qui recevra l'essentiel des matériaux constituant l'olistostrome sommital : l'épaisseur des schistes à blocs synchronappes dépasse probablement le millier de mètres à Montricher et dans la combe de la Pénère.

On remarquera qu'il n'existe pas, dans le Pays des Arves et contrairement aux autres parties du domaine alpin externe à sédimentation paléogène, de volcanisme calco-alcalin associé au dépôt des grès turbiditiques.

3.1.2 - Cadre structural.

La chaîne de Belledonne et le massif adjacent des Grandes Rousses correspondent à une importante zone de décrochement hercynienne et alpine dont témoignent actuellement de grands linéaments longitudinaux qui découpent conjointement les socles et leur couverture. J.-C. BARFETY (1976) a souligné la fréquence des contacts faillés entre les socles et leur couverture sédimentaire, les seules séries adhérentes, réduites, étant celles du plateau d'Emparis sur la bordure nord du Pelvoux, ainsi que celles du Sud des Grandes Rousses et du massif du Rocheray. Les grands accidents cassants longitudinaux, grossièrement parallèles au Cristal-

lin, à forte composante coulissante, découpent la couverture en "blocs sédimentaires lenticulaires" étirés, imbriqués et écaillés, toujours à pendage est, mais parfois en séries inverses. Cette géométrie particulière pourrait être en relation avec une structuration anté-nummulitique, plus ou moins transverse.

L'existence d'une importante tectonique anténummulitique a été révélée au Nord et au Sud de l'Arc par les travaux de R. BARBIER (1948, 1956). Définissant la zone ultrahelvétique comme une vaste ensemble parautochtone découpé en cinq écaillés principales à vergence ouest (Alpette, Bonvillard, Albiez, Trois Évêchés et Côte-Plaine), cet auteur a montré la caractère transgressif du Paléogène du Pays de Arves sur des termes variés de la couverture sédimentaire post-carbonifère. Ainsi est apparu le concept de chaîne arvinche, véritable chaîne montagneuse résultant d'une tectonique "essentiellement tangentielle", mais aussi plicative, mise en place au cours du Paléocène. Une étude plus récente (R. BARBIER et J.-C. BARFETY, 1972) a permis de préciser la géométrie et l'orientation des plis anténummulitiques, à axes E-W, transverses, affectant le substratum triasico-jurassique du Paléogène. La reconnaissance des plis anticlinaux cachetés par le Nummulitique a reposé le problème de l'âge et de la direction de la tectonique arvinche à laquelle correspondent deux déformations, anté-sénonienne et paléocène (?), transverses ultérieurement modifiées par les raccourcissements E-W post-nummulitiques. Pour C. BRAVARD (1983) les plis anté-nummulitiques seraient synschisteux, axés WNW-ESE déversés au NNE, et repris par un important écaillage en direction du NW.

Aux structures anté-nummulitiques niées par certains auteurs (A. BEACH, 1981) se superposent des structures d'âge plus récent. Une déformation schistogène régionale affecte le Nummulitique et son soubassement, socle du Grand Châtelard compris (P.-L. GUILLOT et D. CLUZEL, 1986). La schistosité évolue entre des directions N60°E au Sud, vers le Lautaret et la zone des Aiguilles d'Arves (C. BRAVARD, 1982) à des directions N30-40°E vers le Nord, au-delà de l'Arc. Elle est toujours pentée à l'Est, forme parfois un angle faible avec la stratification et correspond, dans les conglomérats, au plan d'aplatissement des galets. Cette première schistogenèse, donnée pour contemporaine de la mise en place des nappes, aurait un développement limité dans le Goléon où elle serait en liaison étroite avec le rejeu des structures anténummulitiques (C. BRAVARD, *op. cit.*). Des plis tardifs à vergence ouest et est postérieurs aux grands charriages alpins, ainsi qu'un système de failles décrochantes NE-SW dextres et NW-SE sénestres compliquent l'agencement structural des diverses unités tectoniques (C. BRAVARD, 1983).

3.2 - ORIGINE DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES PALÉOGÈNES.

3.2.1 - Historique.

L'origine des matériaux détritiques paléogènes – des éléments constitutifs des conglomérats et olistostromes en particulier – prête à controverse. Les formations détritiques de base auraient été alimentées à partir du domaine externe (R. BARBIER, 1948) et de manière plus subordonnée, par une "ride" séparant les domaines arvinche et valaisan (P. ANTOINE *et al.*, 1978) ; elles ne renfermeraient que du matériel briançonnais, à l'exception de "calcaires de teinte sombre" qui pourraient provenir du domaine dauphinois oriental ou du Subbriançonnais (A. SERRE, *op. cit.*).

Les terrigènes turbiditiques du "Flysch gréseux", qui n'avaient fait l'objet d'aucune étude sédimentologique approfondie avant que je ne précise, grâce à la thermoluminescence, la nature de leurs zones-sources (J.-P. IVALDI, 1987), proviendraient de l'Est et témoigneraient des "érosions intenses qui s'attaquaient alors aux zones internes en voie d'émersion (R. BARBIER, 1948) ; ils correspondraient à des dépôts turbiditiques de type "basin plain" (A. SERRE, 1983) alimentés depuis le Nord-Est, l'Est et le Sud-Est (L. DEHARVENG *et al.*, 1987).

Les olistostromes sommitaux remanieraient le Subbriançonnais (C. BRAVARD *et al.*, 1981) ; le matériel aurait une origine strictement briançonnaise (A. SERRE, *op. cit.*).

De telles divergences amènent deux questions :

a. Le Paléogène du Pays des Arves correspond-il à un seul ou plusieurs bassins sédimentaires paléogéographiquement distincts ?

b. L'origine des sédiments détritiques est-elle unique, multiple, externe et/ou interne ?

3.2.2 - Thermoluminescence.

3.2.2.1 - Caractères généraux et évolution de la TL du Paléogène arvinche.

Les courbes de TLN du Paléogène arvinche constituent, toutes unités et formations confondues, un ensemble cohérent, exempt de variations majeures. Leur tracé est toujours marqué par la présence de deux pics principaux dont les températures apparentes évoluent entre 255-293°C et 360-374°C. Le pic de haute température est, dans 97% des cas, plus intense que le pic de basse température : il s'agit de courbes de type C. Les 3% restant concernent les lames granitiques de Côte-Plaine, interprétées comme des olistolites (C. BRAVARD et M. GIDON, *op. cit.*) et la base du

flysch immédiatement sus-jacent. Pour ces matériaux, les courbes sont de type A : le pic de basse température est dominant, les valeurs du rapport d'intensité R_{1-3} supérieures à 50.

La TLN du Paléogène est nettement plus homogène dans le Pays des Arves que dans le Champsaur ou les Alpes maritimes : aux exceptions près signalées pour la base du flysch de Côte-Plaine, les aires de variabilité des formations détritiques arvinches restent toutes contenues dans la partie inférieure du diagramme (R_{1-3} , I_n), contrairement à leurs homologues plus méridionales (fig. 75, A).

Au sein des formations détritiques savoyardes, ce sont les caractères TL des arkoses et des grès turbiditiques qui sont les plus hétérogènes. Si les valeurs du rapport R_{1-3} restent comprises, pour ces sédiments, entre 17,4 et 54,2, le paramètre I_n évolue, lui, de 15,1 à 124,5 u.a. ; ce que traduit, dans le diagramme (R_{1-3} , I_n), le dessin de l'aire de variabilité du flysch, peu développée suivant l'axe des ordonnées, mais allongée suivant l'axe des abscisses. Dans cette aire, n'apparaît aucune répartition sélective marquée du matériel des unités des Albiez et du Cheval Noir – Casse Massion. Les valeurs moyennes des deux principaux paramètres de TLN sont sans différences significatives : 32,3 et 30,6 pour R_{1-3} , 72,2 et 71,0 u.a. pour I_n . Tout au plus remarque-t-on un regroupement des points représentatifs des grès et arkoses de l'unité des Albiez centrés vers les fortes intensités de TLN et les faibles valeurs du rapport R_{1-3} (fig. 75, A). Mais il s'agit d'une tendance. Il ne paraît donc pas possible de distinguer paléogéographiquement ces deux unités par la TL de leur matériel siliceux paléogène, lequel sera analysé conjointement.

Les points représentatifs des conglomérats, certes moins nombreux, sont plus groupés en raison d'une variabilité moins importante du paramètre I_n . Le dessin de leur champ d'extension, légèrement sécant sur celui des arkoses et des grès, s'explique par une correspondance différente des valeurs de R_{1-3} et de I_n .

L'aire de variabilité des olistostromes sommitaux s'inscrit, elle, entièrement dans celle du flysch (fig. 75, A).

On n'observe donc pas d'évolution verticale nette, polarisée, des caractères TL du quartz au sein de la suite détritique paléogène du Pays des Arves. Les variations enregistrées à l'échelle d'un affleurement, d'une coupe, ne semblent pas pouvoir être interprétées en fonction d'un processus sédimentologique simple, unitaire. Le bassin sédimentaire paraît recevoir, dès son installation et au cours des différentes étapes de son remplissage, un stock

quartzeux non homogène, mais relativement stable. Ce schéma diffère de celui du Champsaur où la sédimentation des calcaires détritiques, puis surtout celle des grès est accompagnée, après le dépôt des conglomérats, par le renouvellement et la diversification des populations de quartz parmi lesquelles apparaissent les matériaux granitiques pelvosiens ainsi que les terrigènes des nappes de Flyschs à Helminthoïdes (*cf.* 3ème partie, § 2.2.2.2.c., p. 190).

Deux interprétations peuvent être avancées pour expliquer la stabilité des propriétés TL du stock quartzeux : une faible variabilité de la thermoluminescence du quartz des différentes zones-sources dont certaines sont, sans conteste, à dominante carbonatée compte tenu des éléments de roches remaniés dans les différents lithofaciès et/ou un nombre restreint de ces mêmes zones ; une mise en place précoce, antérieure à la transgression nummulitique, des principales provinces distributives, hypothèse qui va dans le sens de la "phase arvinche" de R. BARBIER.

3.2.2.2 - Les provinces distributives potentielles du matériel détritique quartzeux dans le diagramme bidimensionnel (R_{1-3} , I_n).

Dans les diagrammes (R_{1-3} , I_n) de la figure 75, l'aire de variabilité des matériaux paléogènes est recouverte, à des degrés divers, par celles des entités géologiques suivantes :

– les massifs du Pelvoux, de Belledonne et du Grand Châtelard ;

– le tégument carbonifère et permo-triasique de ces socles, auquel il faut ajouter celui des Grandes Rousses ;

– les flyschs à Helminthoïdes de type Autapie et Parpaillon ;

– le matériel briançonnais modérément atteint par la déformation et le métamorphisme mésoalpins.

Ces ensembles cristallins et sédimentaires constituent, par conséquent, autant de provinces distributives potentielles dont nous analyserons successivement le rôle dans la constitution des formations paléogènes.

a. Les "olistolites" inférieurs.

Les lames microgranitiques de Côte-Plaine/Crête de Chailiol (fig. 75, A, 1) présentent de fortes affinités avec les granites du massif du Pelvoux de type Claphouse, Riéou-Blanc, Turbat (fig. 75, B, 2). Elles possèdent également quelques traits communs avec les granites du Combeynot. Il ne

s'agit donc pas de matériaux réellement exotiques, d'olistolites¹⁹ dans le sens où j'emploie ce terme dans ce travail.

b. Les conglomérats inférieurs.

Au Sud du domaine étudié, sur le revers oriental de la Montagne de la Madeleine, dans le haut Goléon et les Aiguilles d'Arves, la thermoluminescence des quartz détritiques paléogènes de ces conglomérats est analogue à celle de formations cristallophylliennes du Pelvoux telles que les orthogneiss de Crupillouse, les gneiss non migmatisés de La Lavey et les porphyroïdes arkosiques du Combeynot (cf. fig. 75 A, 2-3 et 75 B, 1).

Des relations peuvent également être établies avec le Trias détritique nord-pelvousien du Plateau d'Emparis (fig. 75, C, 1) et, dans une moindre mesure, avec les migmatites souvent mylonitisées de la série satinée de Belledonne et les granites du type Beaufort (fig. 75, B, 5-6).

Vers le Nord, dans la vallée de l'Arc, les conglomérats qui affleurent entre Villarlé et Saint-Julien-Mont-Denis sont à rapprocher des migmatites du massif du Grand Châtelard (fig. 75, B, 7).

c. Les arkoses et grès turbiditiques du flysch des Aiguilles d'Arves.

Les analogies avec les matériaux cristallophylliens du Pelvoux restent fortes au Sud du vallon des Aiguilles. La similitude entre les conglomérats et le flysch n'est cependant pas totale, les caractères TL des gneiss migmatitiques de La Lavey se substituant assez systématiquement aux caractères des gneiss non migmatisés du même complexe métamorphique, des orthogneiss de Crupillouse et des porphyroïdes du Combeynot.

Au centre des affleurements paléogènes arvinches, entre le vallon des Aiguilles et la Pointe d'Émy, ce sont les traits du tégument triasique nord-pelvousien qui tendent à supplanter ceux des migmatites. Des rapprochements ponctuels peuvent être effectués avec les conglomérats et les grès carbonifères des Grandes Rousses (Crey Rond) (fig. 75 A, 4-5 et C, 1-2).

Vers le Nord (Chalets de la Plagne, Crêt de Talière) apparaissent, aux côtés de ces matériaux, des populations de quartz caractérisées par de fortes intensités de TLN ($I_n > 100$ u.a.) et des

rapports R_{1-3} faibles, voisins de 25. De tels caractères, également représentés au Sud, dans le Goléon, traduisent généralement la présence de quartz d'origine volcanique ou subvolcanique. Ces populations de quartz peuvent être rapprochées de roches aussi diverses que les rhyolites et rhyodacites du Combeynot, les conglomérats du Verrucano du col du Galibier, les faciès hololeucocrates de l'ensemble granitique du Grand Châtelard ou encore les galets rhyodacitiques des conglomérats paléogènes de La Martinasse. L'influence du Grand Châtelard, ou de massifs cristallins pétrologiquement équivalents, apparaît nettement à l'Ouest de Montricher, dans les affleurements de la Combe du Bochet, ainsi qu'en rive droite de l'Arc, vers Saint-Julien-Mont-Denis (fig. 75 A, 4-5 et 75 B, 7-8).

Le quartz du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon, qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer, par sa TL, du quartz des migmatites du Pelvoux lorsqu'on raisonne sur échantillons séparés et non pas sur l'ensemble des prélèvements, pourrait être présent dans les grès qui affleurent sous le Subbriançonnais du Galibier, à l'Est de la Tête de Jacques et de la Pointe des Adrets et vers les Clots, près Valloire. À l'appui de cette hypothèse vient le dessin et la position de l'aire de variabilité des Flyschs à Helminthoïdes dans le diagramme (R_{1-3} , I_n) (fig. 75, D, 4-5), laquelle aire recouvre seule ou accompagnée par les matériaux du tégument carbonifère et triasique des massifs cristallins externes une zone occupée par une partie des terrigènes nummulitiques (comparer l'ensemble des quatre diagrammes de la figure 75). Quant au Briançonnais, outre les rapprochements effectués avec le Verrucano du Col du Galibier, des relations peuvent être établies entre les conglomérats et arkoses westphaliens de la zone houillère et le flysch paléogène dans la vallée de l'Arc (fig. 75 A, 4-5 et 75 D, 1). L'alpinisation partielle ou totale du quartz, traduite par le rejet des points représentatifs le long de l'axe des ordonnées en raison de la chute des intensités globales de TL (cf. 2ème partie, § 3.3.2.2.b, p. 105), constitue cependant un sérieux handicap à l'analyse comparée des matériaux.

Les silico-clastiques du flysch lutétien-priabonien de l'unité subbriançonnaise du Lauzet-Roché Olvéra ne se différencient pas en TL de ceux du flysch ultra-dauphinois : ils se projettent au sein des grès et arkoses de l'écaïlle des Albies (fig. 75, A, 7).

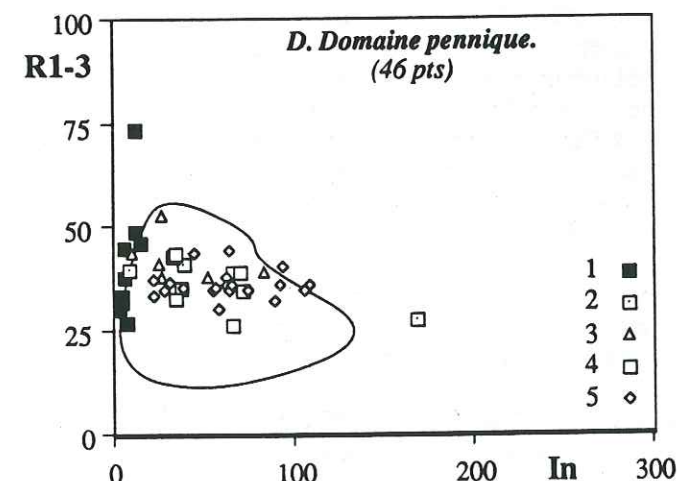
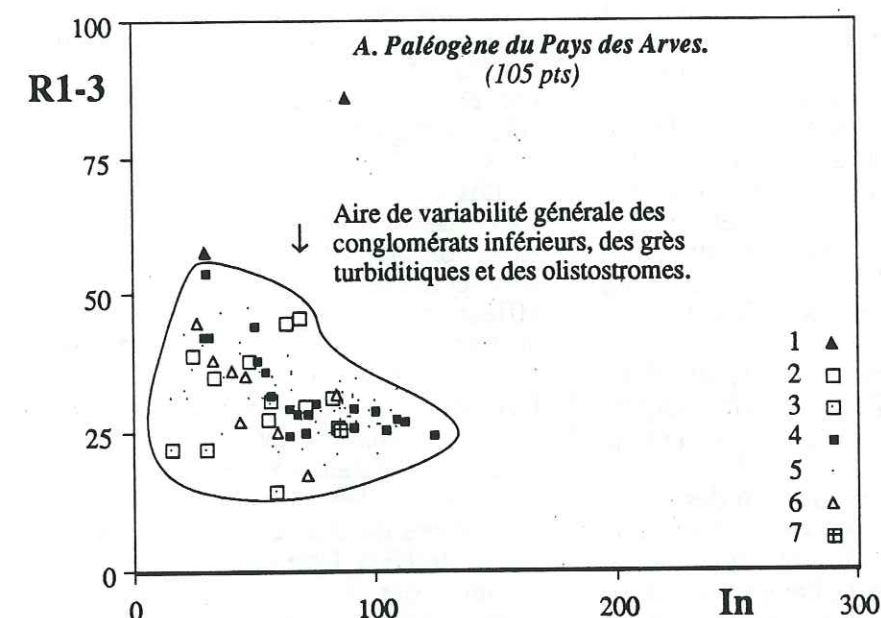
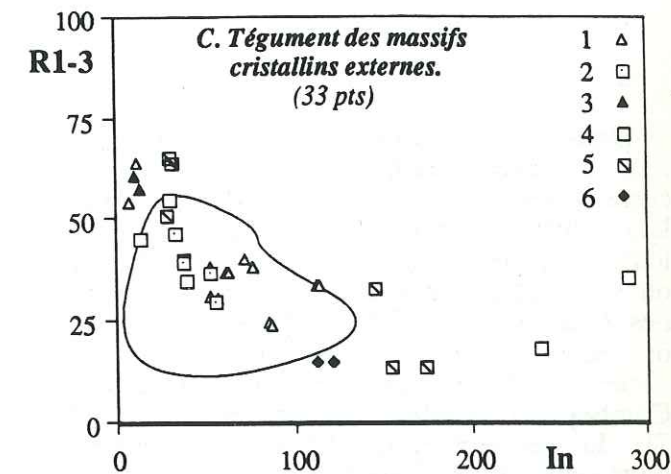
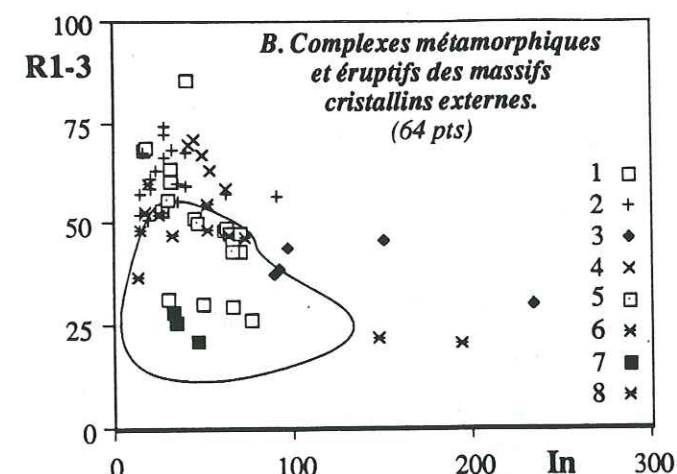


Fig. 75. - Diagrammes (R_{1-3} , I_n) des matériaux paléogènes du Pays des Arves et de leurs zones-sources potentielles.

A. Paléogène du Pays des Arves - 1. "Olistolites" inférieurs ; 2, 3. Conglomérats inférieurs des unités des Albies et du Cheval Noir-Casse Massion ; 4, 5. Arkoses et grès du flysch des unités des Albies et du Cheval Noir-Casse Massion ; 6. Olistostromes supérieurs. Le symbole 7 figure le flysch lutétien-priabonien de l'unité subbriançonnaise du Lauzet-Roché Olvéra.

B. Complexes éruptifs et métamorphiques des massifs cristallins externes - 1, 2. Migmatites et granites du Pelvoux ; 3. Rhyolites du Combeynot ; 4. Granites des Grandes Rousses ; 5, 6. Migmatites et granites de Belledonne ; 7, 8. Migmatites et granites du Grand Châtelard.

C. Tégument permo-carbonifère et triasique des massifs cristallins externes - 1. Trias du Pelvoux ; 2, 3. Carbonifère et Trias des Grandes Rousses ; 4, 5. Carbonifère et Permien de Belledonne ; 6. Trias du Grand Châtelard.

D. Domaine pennique - 1, 2, 3. Carbonifère, Permien et Trias du Briançonnais ; 4, 5. Flyschs à Helminthoïdes de l'Autapie et du Parpaillon.

¹⁹ J'utilise, dans ce travail, les termes olistostrome et olistolite dans le sens défini par C. KERCKHOVE en 1969 : ces termes sont réservés aux glissements sous-marins engendrés par les nappes de charriage à leur front, qui amènent dans un bassin sédimentaire donné des matériaux métamorphiques, éruptifs et/ou sédimentaires paléogéographiquement étrangers à ce bassin. Le terme olistostrome désigne l'ensemble de la formation synchrone frontale, le terme olistolite les éléments de tailles variées emballés dans le sédiment en cours de dépôt. Quant aux matériaux remaniés à partir des bordures mêmes du bassin et paléogéographiquement identiques à celui-ci, il existe dans la littérature des termes adéquats et d'usage ancien : conglomérat, poudingue, brèche sédimentaire, mégabrèches, bloc, galet...

d. Les olistostromes supérieurs.

Dans ces formations, les paramètres TL du quartz, souvent peu tranchés, ne facilitent pas les corrélations avec les zones-sources potentielles. Les schistes à blocs de Montricher renferment localement des populations de quartz volcaniques ou subvolcaniques semblables à celles du flysch des Chalets de la Plagne, près d'Albane. Leur origine est tout aussi difficile à préciser : écaillés de socles d'affinités externes (Grand Châtelard, Combeynot) ou subbriançonnaises. Les caractères TL du Permien et du Trias briançonnais sont représentés au Sud, dans les schistes à blocs du ruisseau du Villard, près des Chalets Chapieux, et dans la klippe de la Rivine auparavant rattachée à la zone des écaillés externes de la nappe du Pas du Roc. Des corrélations peuvent enfin être établies entre le Paléogène de ces affleurements et le flysch de la nappe de l'Autapie (fig. 75 A, 6 et 75 D, 4). On notera cependant que les courbes de TLN à trois pics si caractéristiques qui signent, par leur présence, la participation de certains faciès de cette nappe au comblement des bassins paléogènes (cf. infra, 3ème partie, § 1.2.2.2.d et 2.2.2.2.c, pp. 151 et 190), n'ont pas été retrouvées en Savoie.

3.2.2.3 - Distribution du matériel détritique dans le bassin paléogène arvinche. Discussion et interprétation des cartes isofactes des paramètres R_{1-3} et I_n .

Dans le Pays des Arves, la réalisation des cartes isofactes se heurte à des difficultés inhérentes à la configuration générale des affleurements paléogènes disposés selon une étroite bande N-S, ainsi qu'à la faible variabilité des paramètres de thermoluminescence. Le tracé des courbes isofactes offre un nombre élevé de possibilités. Toutes dessinent cependant des lignes d'orientation générale méridienne, compliquées de lobes majeurs ou mineurs nettement obliques par rapport à la direction d'allongement actuelle de la chaîne, hormis au Sud du Galibier. Un tel schéma traduit l'existence, au Paléogène, d'un bassin sédimentaire relativement étroit, allongé parallèlement aux futures directions structurales alpines et recevant essentiellement des apports transverses.

Les tracés retenus pour les courbes isofactes (fig. 76 ci-contre) intègrent les données fournies par l'analyse TL de l'ensemble des formations paléogènes. Le choix de la polarité de ces courbes, qui commande directement leur dessin et l'ouverture des structures lobées, a notamment été effectué à partir des relations établies entre le matériel paléogène et le socle pelvovisien au Sud, le Cristallin du Grand Châtelard au Nord. L'enchaînement des isofactes situe à l'Ouest du bassin paléogène les matériaux caractérisés par des valeurs faibles à très faibles du rapport R_{1-3} de TLN et des intensités globales fortes, supérieures à 100 ; ces paramètres évoluent respectivement en hausse pour le premier et en baisse pour le second en direction de l'Est, donc globalement de bas en haut du groupe paléogène du Pays des Arves. Une évolution verticale polarisée fruste des caractères TL, non décelable à l'échelle de l'affleurement, se dégage donc à l'échelle régionale.

Les cartes isofactes des paramètres R_{1-3} et I_n sont très semblables, les structures lobées superposables en tous points. Les lobes majeurs sont localisés à l'Ouest et couvrent les principaux affleurements conglomératiques rencontrés au Sud de l'Arc. Leur développement latéral est maximal entre les Aiguilles d'Arves et le Pic des Trois Evêchés où ils correspondent vraisemblablement à une zone basse E-W qui interrompait le bassin sédimentaire dans son développement longitudinal et piégeait des matériaux externes et internes originaires du Sud-Ouest et de l'Ouest, du Nord-Est et de l'Est. Une autre structure lobée majeure, dessinée par les isofactes R_{1-3} "20" et I_n "100", s'ouvre largement ouverte en direction du Nord-Ouest et des régions de Saint-Jean-de-Maurienne, des Albies et de Montrond ; axée sur les affleurements de la Pointe d'Émy (fig. 76 A et B), elle traduit très vraisemblablement la pérennité de la zone basse centrale initiale, décelée par l'établissement des cartes de paléofaciès et par laquelle a débuté la mise en eau du bassin paléogène du Pays des Arves (§ 3.1.1.4., p. 199 et fig. 74). Le dessin des lignes isofactes reste assez régulier à l'Ouest, ce qui est l'indice de venues détritiques uniformes dans le bassin, sans modification importante de la

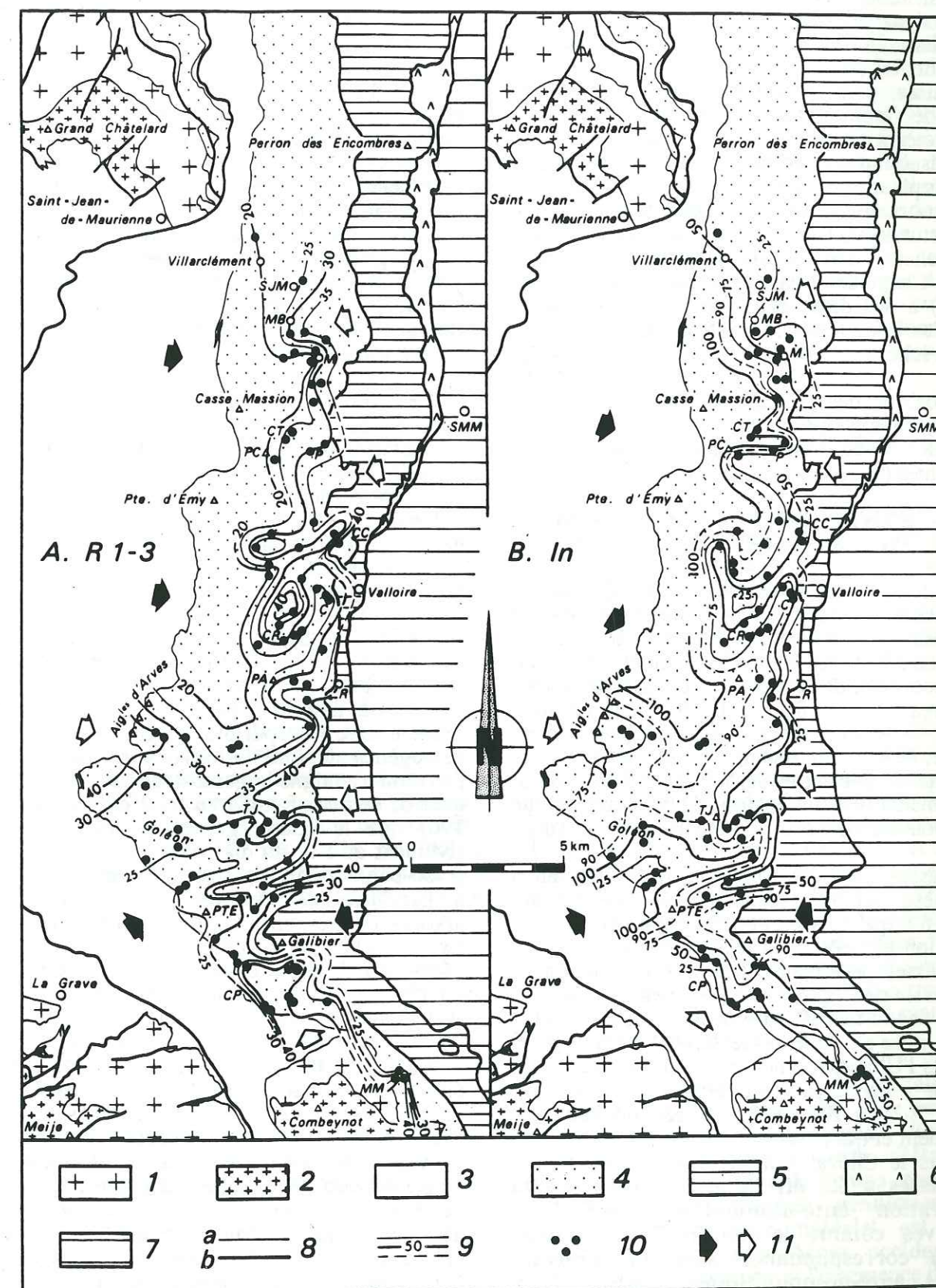


Fig. 76 : Cartes isofactes des paramètres R_{1-3} (A) et I_n (B) de la thermoluminescence naturelle du quartz détritique des formations paléogènes arvinches.

topographie de la marge immédiate du bassin et du parcours aérien et sous-marin des principaux vecteurs dynamiques des terrigènes.

À l'Est, le dessin des lignes isofactes est nettement plus complexe ; les structures lobées plus nombreuses, plus serrées et imbriquées rendent compte de variations latérales et verticales rapides des caractères TL des silico-clastiques qui peuvent être le résultat d'une sédimentation plus troublée, et d'apports plus variés en provenance des zones internes en cours de tectogenèse. L'axe de symétrie de ces structures évolue depuis des directions NE-SW (Montricher - Le Bochet, Saint-Julien-Mont-Denis, Chalets Chapieux, Les Clots, Est de la Tête de Jacques) à des directions E-W (Crêt de Talière, Pointe des Chaudannes, La Plagne, Est du Pic des Trois Évêchés).

La position des principaux lobes confirme les données paléogéographiques et la nature des principales zones-sources déduites de l'analyse des diagrammes (R_{1-3} , I_n).

3.3 - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE.

Dans le Pays des Arves, le bassin sédimentaire qui s'installe lors de la transgression paléogène est rapidement morcelé et irrégulièrement effondré comme en témoigne le développement important, mais discontinu, des formations conglomeratiques inférieures. L'approfondissement bathymétrique qui suit la sédimentation carbonatée et argilo-pélique, lié au rajeunissement préalable des reliefs environnants, permet le déroulement d'un processus sédimentaire syntectonique de type turbiditique dont l'aboutissement est le comblement du bassin.

Ce bassin, bien que fortement raccourci par la tectogenèse alpine présentait un allongement originel marqué suivant des directions proches de la direction actuelle de la chaîne en Savoie. Deux zones basses principales, transverses, soulignées par le dessin des lignes isofactes, l'interrompaient : l'une au centre des affleurements actuels, orientée NW-SE, mise en place dès le début de la transgression dans l'Ultradaphinois au cours du Bartonien supérieur - Priabonien inférieur, l'autre au Sud, orientée E-W à ENE-WSW, créée un peu plus tardivement et qui avait son équivalent au Nord de l'Arc vers le Cheval Noir. L'installation de ces zones basses a été étroitement guidée par la structuration anté-nummulitique du Pays des Arves comme le montre leur orientation en correspondance avec la direction des plis anté-nummulitiques WNW-ESE à E-W (R. BARBIER et J.-C. BARFETY, 1972 ; C. BRAVARD, 1983).

Les marges ouest et est de ce bassin étaient manifestement dissymétriques compte tenu du

dessin des lignes isofactes nettement plus complexe en direction des internides où l'axe de symétrie des structures lobées évolue entre des directions NE-SW et E-W.

Les directions privilégiées de paléocourants mesurées dans le conglomérat de base et les turbidites gréseuses : NW-SE, NE-SW et E-W (L. DEHARVENG *et al.*, 1987) sont en bon accord avec celles des structures lobées de TL. Cette correspondance renforce l'interprétation que je donne de ces structures, lesquelles traduisent à mon sens la **progradation des nappes de détritiques** sur le fond du bassin, leur ouverture s'effectuant en direction du débouché de vecteurs dynamiques fluviaux uniques ou multiples suivant l'enchaînement normal ou inverse des isofactes.

Les provinces distributives des matériaux déposés au cours du cycle sédimentaire sont essentiellement **externes**, mais aussi **internes**. La principale province distributive est constituée par le socle gneissique et migmatitique des Écrins-Pelvoux *s.l.* et son tégument triasique septentrional, massif qui alimente également, avec ses granites, le bassin paléogène du Champsaur. Le faible pourcentage de matériel granitique pelvouxien dans les formations nummulitiques arvinches, limité à la base du flysch immédiatement superposés aux écaïlles ou "olistolites" granitiques de Côte-Plaine, peut être d'ordre paléotopographique. Je mettrai cependant ce phénomène en relation avec le dépôt plus précoce des sédiments paléogènes au Nord du Pelvoux, réalisé avant que l'érosion n'atteigne largement les batholites granitiques de ce massif. On a vu en effet (§ 2.2.2.2.c, p. 190) que le quartz granitique n'apparaît massivement qu'à la fin du Priabonien dans le flysch grésopélique du Champsaur oriental, au Nord et à l'Est du sommet Drouvet, alors que le dépôt des arkoses et grès turbiditiques du Pays des Arves *s.s.* et celui de la formation rythmique grésopélique faiblement carbonatée plus septentrionale s'achève entre le Priabonien inférieur et supérieur (§ 3.1.1.4, pp. 198).

Le Carbonifère des Grandes Rousses et éventuellement le socle de Belledonne figurent également au nombre des zones-sources probables, avec comme corollaire un décapage préalable de la couverture sédimentaire de ces massifs. Ce décapage paraît devoir être limité à la partie méridionale de ces massifs compte tenu de l'évolution supposée du front de transgression nummulitique qui mord progressivement sur Belledonne nord (fig. 74). La thermoluminescence confirme ainsi les analyses pétrographiques déjà anciennes de blocs et galets remaniés dans le conglomérat de base des Aiguilles d'Arves, parmi lesquels ont été signalés de nombreux lithofaciès de la couverture et du socle des Grandes Rousses.

Vers le Nord, le Cristallin du Grand Châtelard, ou un socle pétrologiquement semblable, a alimenté le bassin sédimentaire. Il faut y ajouter, de façon certaine au-delà de l'Arc, et en dehors de notre zone d'étude, le substratum pélique, gréseux et quartzitique d'âge carbonifère et permo-triasique du Paléogène, ceci en raison de la nature du matériel remanié dans la formation conglomeratique inférieure.

Le dessin des lignes isofactes suggère des apports d'origine interne quantitativement moins importants au Sud de l'Arc, surtout au début de la sédimentation. Parmi eux apparaissent des éléments d'origine briançonnaise, bien représentés dans les olistostromes supérieurs. La participation des flyschs allochtones au comblement de la partie sud du bassin reste hypothétique en raison d'un phénomène de convergence TL possible avec les migmatites du Pelvoux.

La présence de matériaux rhyolitiques, rhyodacitiques et/ou microgranitiques, marquée par des courbes de TL caractéristiques et corroborée par la présence de tels faciès magmatiques au sein du conglomérat de base (L. DEHARVENG, *op. cit.*) traduit, comme pour la partie orientale actuelle des bassins paléogènes des Alpes maritimes et du Champsaur, le démantèlement de reliefs volcaniques ou subvolcaniques d'âge probablement permien. **Le tracé des courbes isofactes montre que ces reliefs n'occupent plus systématiquement, dans le Pays des Arves, une position orientale par rapport au bassin sédimentaire, mais peuvent border directement sa marge ouest.** Le massif écaillé du Combeynot et ses rhyolites namuriennes et autuniennes et, dans une moindre mesure le Rocheray avec ses faciès granitiques hololeucocrates, peuvent être regardés comme des éléments avancés du socle des cordillères médio-alpines.

L'ensemble de ces provinces distributives n'assure pas le recouvrement total de l'aire de variabilité des terrigènes arvinches dans le diagramme (R_{1-3} , I_n). L'existence d'autres zones-sources ou l'alpinisation d'une grande partie des matériaux briançonnais peuvent en être la cause.

La thermoluminescence n'étaye pas la thèse de l'origine briançonnaise du flysch paléogène de l'unité du Cheval Noir - Casse Massion. La faible variabilité des paramètres TL des flyschs arvinches suggère un dépôt de leurs matériaux dans un même bassin. Celui-ci s'étendait, probablement sans solution de continuité, jusqu'à la zone subbriançonnaise au moins, compte tenu des caractères TL équivalents du flysch tertiaire de la digitation du Lauzet-Roché Olvera. Il se prolongeait vers le Sud par le bassin paléogène du Champsaur oriental, le

dépôt des différents lithofaciès étant asynchrone d'une extrémité à l'autre de l'ensemble de ce domaine de sédimentation paléogène. Il est donc particulièrement tentant de voir, dans la sédimentation détritique paléogène ultradauphinoise du Pays des Arves et de la Maurienne, la suite de la sédimentation détritique crétacée valaisanne suivant un modèle évolutif suggéré dès 1955 par R. BARBIER et R. TRÜMPY. Ce modèle est semblable à celui proposé pour le Paléogène des Alpes maritimes *s.l.* et les Flyschs à Helminthoïdes : les **flyschs crétacés et paléogènes des Alpes occidentales sont des formations syntectoniques génétiquement liées, se remaniant et s'auto-remaniant, sédimentées dans des bassins en relais, installés par subsidence "forcée", sur une croûte continentale en cours de déformation, dans un contexte de collision de plaques.**

Dans le détail, deux schémas paléogéographiques restent possibles à l'Est de Belledonne et des Grandes Rousses :

- une transgression nummulitique s'effectuant sur des substratums structuralement distincts, mais classiquement agencés depuis le domaine dauphinois jusqu'au Briançonnais ;
- l'installation d'un bassin paléogène unique sur un substratum tectoniquement diversifié par la mise en place précoce, vers le domaine externe, d'une unité à affinités briançonnaises.

Cette seconde hypothèse, qui a été réfutée par P. ANTOINE *et al.* (1980), ne permet pas de s'affranchir d'événements tectoniques anté-nummulitiques dans le Pays des Arves. L'important développement des formations conglomeratiques inférieures, l'hétérométrie marquée des matériaux et leur degré d'immaturation, le faible renouvellement des stocks quartziteux initiaux, notamment vers l'Ouest, sont autant de caractères qui s'accordent avec l'image d'un bassin paléogène fortement subsident bordé de reliefs **préalablement rajeunis** et soumis à une érosion intense. La présence d'olistostromes sommitaux démontre clairement l'aspect syntectonique de la sédimentation finale.

Le rajeunissement des reliefs du domaine externe et/ou de son avant-pays, qui précède et accompagne l'installation des bassins paléogènes avant d'être relayé dans l'espace et dans le temps par la mise en place des nappes penniques et le remaniement de leur matériel, est un phénomène général aux Alpes occidentales. Il provoque la structuration et l'émergence de socles à l'affleurement : socle ligure prolongeant vers l'Est la Provence cristalline au Sud des Alpes maritimes, massif embryonnaire du Pelvoux et ses prolongements septentrionaux plus limités représentés

par les parties sud de Belledonne et des Grandes Rousses aux abords du Champsaur et du Pays des Arves. Ce phénomène paraît intimement lié aux

mécanismes qui régissent, dans un orogène de collision, la tectogenèse et la sédimentation. Il doit être inclus dans tout modèle évolutif des Alpes.

4 - LES FORMATIONS PALÉOGÈNES DE HAUTE-SAVOIE.

En Haute-Savoie, le Paléogène marin affleure de part et d'autre de la vallée de l'Arve dans une suite d'aires synclinales orientées parallèlement aux directions structurales majeures NE-SW de la chaîne. Les formations déposées pendant le Nummulitique, au cours de l'Éocène et de l'Oligocène, y sont variées : calcaires argileux et gréseux, calcaires à Nummulites, à Algues ou à Polypiers, marnes à Foraminifères parfois grés-micacées, grauwaques, grès et conglomérats de type Taveyenne ou Val d'Illeiez à débris de roches volcaniques basiques, flyschs dilacérés et olistostromes sommitaux. Je traiterai, dans ce quatrième et dernier chapitre consacré au Paléogène externe des Alpes occidentales, de la fraction clastique de ces formations et lithofaciès dans les deux régions qui présentent des suites lithostratigraphiques complètes : au Nord-Est, les montagnes du Haut-Giffre et du massif de Platé où les dernières couches nummulitiques supportent les nappes des Préalpes inférieures du Chablais ; au Sud-Ouest, le synclinorium de Thônes, dans lequel les sédiments tertiaires sont couronnés par les klippes ultrahelvétiques et subbriançonnaises des Annes et de Sulens.

4.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE.

Situé à l'avant du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges et de Belledonne-Nord (fig. 77), le Paléogène de Haute-Savoie fait partie intégrante du domaine delphino-helvétique qui, depuis des décennies, est l'objet de controverses d'ordre tectonique, volcanologique et paléogéographique.

Sur le plan de la tectonique, les chaînes subalpines septentrionales ont tour à tour été considérées comme allochtones, nappées (M. LUGEON, 1901, 1914 ; L. W. COLLET, 1943 ; B. PAIRIS, 1975 ; B. DOUDOUX *et al.*, 1982), ou autochtones à parautochtones, simplement décollées et glissées au-dessus de leur substratum (J. GOGUEL, 1951 ; J. DEBELMAS et J.-P. USELLE, 1966). Le modèle allochtoniste actuel (B. DOUDOUX *et al.*, 1982 et 1987) admet un polyphasage des structures. Il range le Paléogène de Haute-Savoie à grauwaques et grès de Taveyenne dans un ensemble tectonique – équivalent de la nappe suisse des Diablerets – qui regroupe l'unité de Sixt-Haut Giffre-Platé et l'unité des Aravis, laquelle couvre la majeure partie des Bornes et des Bauges orientales. L'unité des Bornes externes à Grès du Val d'Illeiez

correspondrait, avec l'unité Dents du Midi – Dents d'Odda (B. MERCIER DE LEPINAY, 1981), à la nappe de Morcles. Quant à l'unité Charvin – Dent de Cons à Grès de Taveyenne "intermédiaires", elle correspondrait à la nappe du Wildhorn (B. DOUDOUX *et al.*, 1987). Dans un tel contexte se pose la question des relations entre la couverture subalpine et les massifs cristallins externes de Belledonne, du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges.

Récemment, F. VILLARS *et al.* (1988) ont remis en question ce modèle en interprétant les structures du Mont Charvin par le jeu d'une faille normale synsédimentaire, paléogène, d'un rejet de 700 mètres.

Les divergences d'ordre volcanologique intéressent strictement le Paléogène. À la suite de B. STUDER (1853) et de A. FAVRE (1867) s'opposent deux courants de pensée qui considèrent les matériaux volcaniques des grès et grauwaques de Taveyenne comme autochtones, liés à un volcanisme andésitique, calco-alcalin, synchrone de la sédimentation détritique (R. STAUB, 1918 ; J. DIDIER et J. LAMEYRE, 1978 ; G. VITALLY, 1980 ; J.-D. GIRAUD, 1983), ou allochtones transportés à l'air libre ou par l'intermédiaire de courants de turbidités depuis les zones externes (A. HEIM, 1908), ou internes (J. BOUSSAC, 1912 ; F. de QUERVAIN, 1928 ; M. VUAGNAT, 1943, 1952 ; J. MARTINI, 1975 ; G.G. SAWATZKI, 1975).

La paléogéographie générale des dépôts paléogènes est celle d'un bassin de sédimentation orienté SW-NE à WSW-ENE (J. MARTINI, G. G. SAWATZKI, *op. cit.*), accidenté de zones hautes de direction sensiblement identiques, et dont le plancher présentait, entre Arve et Giffre, une déclivité vers l'Ouest peu compatible avec l'image classique d'une transgression marine progressant régulièrement en direction du domaine externe (B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS, 1975). L'existence d'un domaine émergé vers le Nord-Est, qui en découle, s'accorde avec une origine interne éventuelle des matériaux volcano-détritiques, mais s'oppose alors au sens SW-NE des courants de transport déduits des mesures de paléocourants (J. MARTINI, *op. cit.*). Dans le synclinal de Thônes, les apports terrigènes proviendraient du Sud-Est pour les Grès de Taveyenne, du Nord-Ouest pour les Grès du Val d'Illeiez (G. VITALLY, *op. cit.*).

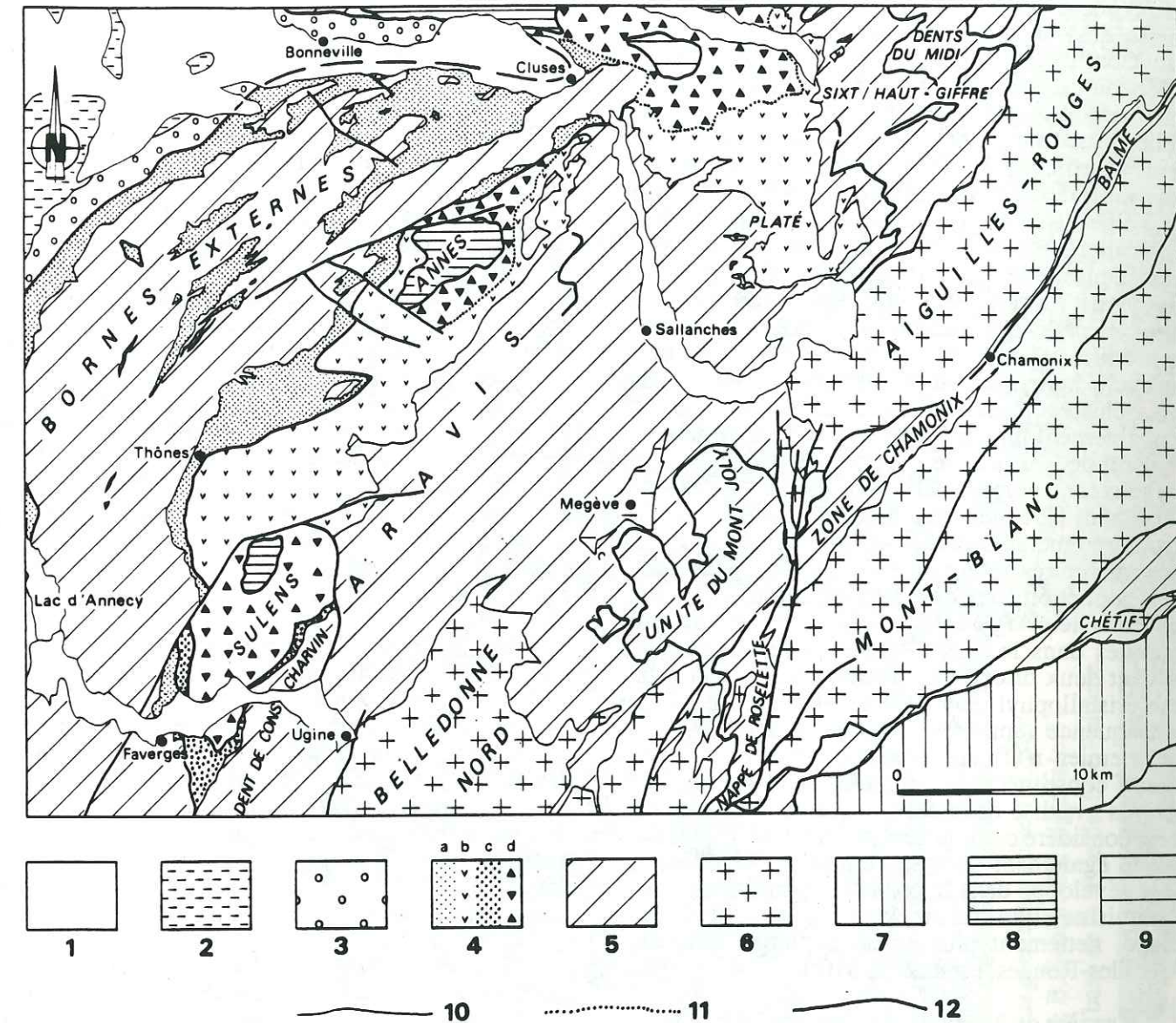


Fig. 77. Cadre lithostratigraphique et structural du Paléogène de Haute-Savoie.

1. Alluvions quaternaires ; 2. Molasses miocènes ; 3. Molasses oligocènes ; 4. Paléogène marin delphino-helvétique et ultrahelvétique à Grès du Val d'Illeiez (a), à Grès de Taveyenne (b), à Grès intermédiaires (c) et olistostromes sommitaux autochtones et décollés (d) ; 5. Mésozoïque delphino-helvétique et ultrahelvétique ; 6. Massifs cristallins externes et leur couverture tégumentaire ; 7. Zone valaisane ; 8. Préalpes médianes plastiques du Chablais et unités subbriançonnaises des klippes des Annes et de Sulens ; 9. Briançonnais *s.l.* (nappe de la Brèche comprise) ; 10. Limites stratigraphiques ; 11. Contact basal des olistostromes paléogènes autochtones et décollés ; 12. Limites structurales.

4.1.1 - Cadre lithostratigraphique et paléogéographique.

4.1.1.1 - Le Cristallin.

Les socles externes de Belledonne-Nord, du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges forment l'environnement cristallin actuel du Paléogène de Haute-Savoie. L'architecture de ces massifs s'organise autour de complexes métamorphiques

qualifiés "d'anciens" ; un cristallin "hercynien" et des granites mis en place, pour la plupart au Carbonifère inférieur et moyen, la complètent (R. LAURENT et R. CHESSEX, 1968).

Deux groupes de formations cristallophylliennes polydéformées sont distingués dans le massif des Aiguilles-Rouges à partir de l'analyse microstructurale et des âges "plomb total" obtenus sur les zircons (D. KRÜMMENACHER, 1959) : les migmatites de Fully, considérées comme un

vieux socle d'âge précambrien supérieur et les gneiss des Aiguilles Rouges s.s. alias "gneiss du Lac Cornu" (J. BELLIERE, 1958), rapportés au Paléozoïque inférieur et au cycle calédonien. Ces formations sont rapprochées du "complexe de Belledonne" rangé dans le Briovérien (cf. *supra*, 3ème partie, § 3.1.1) et du noyau central du Pelvoux. Transformées localement en blastomylonites, elles sont à l'origine de gneiss à faciès particulier dits de "Chéserys" que l'on retrouve dans l'ensemble des massifs cristallins externes savoyards. La série de Saint-Gervais et des Aiguillettes et celle de Prarion-Pormenaz, qui forment l'extrémité méridionale du massif, sont rapportées au cycle hercynien (R. LAURENT, 1967), leurs micaschistes et schistes chloriteux représentant probablement un Culm métamorphique équivalent de celui de Belledonne. Les granites de Vallorcine - souvent porphyroïde - de Pormenaz, de Servoz/les Houches - très déformé - recoupent les structures métamorphiques et ont fourni des âges moyens centrés autour de 302 MA.

Les phénomènes de mylonitisation, déjà poussés dans les Aiguilles Rouges, sont encore plus marqués dans le Mont-Blanc. Ils se développent suivant deux directions : l'une parallèle à la foliation cristallophyllienne, l'autre oblique. Ils sont en conséquence rapportés à deux épisodes distincts. Le premier n'affecte que les métamorphites du massif constituées de micaschistes et gneiss paraderivés ; réalisé dans des conditions mésozonales, il est considéré comme hercynien tardif. Le second, relevé également dans le granite du Mont-Blanc, s'est développé dans le contexte épizonal du métamorphisme alpin. Le stock magmatique du Mont-Blanc, nettement plus conséquent que celui des Aiguilles-Rouges, est daté de 310 MA.

En arrière du Mont-Blanc, le cristallin réapparaît dans l'unité du Mont-Chétif-Mont de la Saxe rangée dans l'ensemble helvétique-ultrahelvétique (P. ANTOINE *et al.*, 1979). Il s'agit de granites, microgranites et tufs rhyolitiques. Les faciès grenus sont considérés comme contemporains du granite du Mont-Blanc ; le complexe hypovolcanique est pour sa part mis en équivalence avec les microgranites et rhyolites associées à ce même stock magmatique sur la bordure orientale du massif. Les leptynites de la Pointe Rousse de l'unité du Rognais-Versoyen seraient d'anciennes rhyolites et tufs rhyolitiques d'âge permien (P. ANTOINE, 1971).

Au-delà de cette unité, le Paléozoïque métamorphique anté-namurien est rapporté aux zones internes : citons les micaschistes, gneiss et orthogneiss polymétamorphiques du Rutor-Grand Saint-Bernard pour le Briançonnais externe, les phyllades, micaschistes et gneiss albitiques intercalés de prasinites, d'ovardites et de conglomérats polygéniques de la zone Vanoise-Ambin pour

le Briançonnais interne, enfin les micaschistes, gneiss à grain fin ("gneiss minuti") et orthogneiss du Grand Paradis, de la zone Sesia et de ses klippes.

4.1.1.2 - Le tégument post-orogénique carbonifère et permo-triasique.

Dans le **domaine delphino-helvétique**, il se répartit en deux groupes de faciès externes classiques, d'âges carbonifère supérieur et permien.

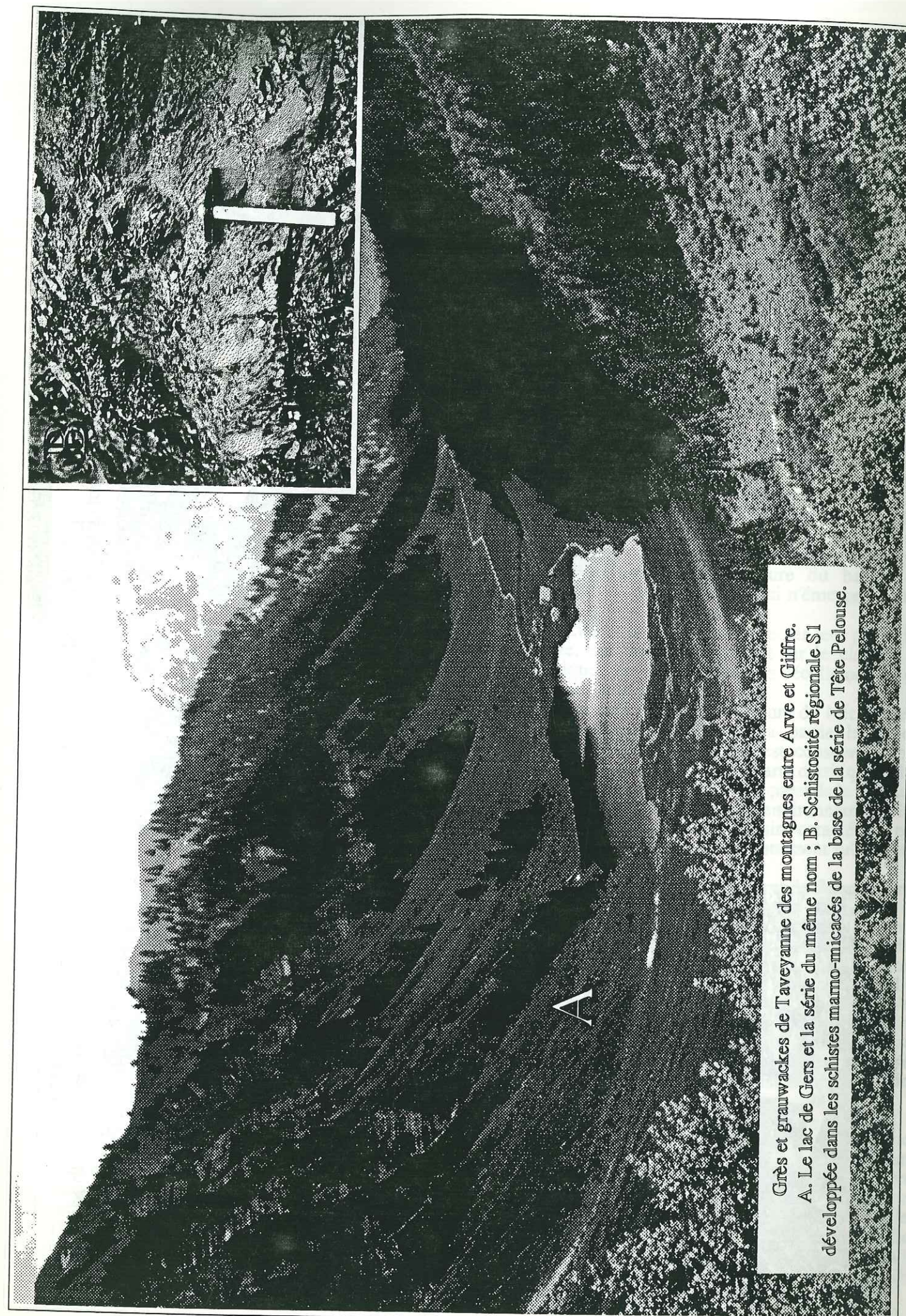
Le Westphalien D et le Stéphalien inférieur sont datés dans les Aiguilles-Rouges où ils correspondent à des schistes ardoisiers gréseux et micacés et des grès anthraciteux pouvant dépasser au total plus de 400 mètres d'épaisseur. Ceux-ci sont surmontés en discordance par des conglomérats, arkoses et grès rapportés au Stéphalien supérieur passant peut-être à l'Autunien (formation de Pormenaz, R. LAURENT, *op. cit.*). L'influence fluviale est très nette dans ces séries continentales lacustres déposées dans des dépressions tectoniques (B. PAIRIS, 1975).

Les attributions stratigraphiques faites au Permien et au Trias inférieur sont imprécises. Il s'agit de formations conglomératiques, gréseuses et quartzitiques d'épaisseur réduite, transgressives sur le Carbonifère ou sur le cristallin et surmontées d'argilites gréseuses versicolores. Vers le Sud aux environs de Saint-Gervais, de Flumet ou du lac de la Girotte, ce sont des quartzites et des grès conglomératiques versicolores à niveaux et galets de jaspe, mimant le Verrucano, qui précèdent le dépôt des quartzites clairs du Trias inférieur.

Dans la zone des **Brèches de Tarentaise**, le Carbonifère est connu dans l'unité de Moûtiers (affleurement de la Combe de la Nova, H. SCHELLER, 1929) et ses écaïlles frontales, ainsi que dans l'unité des Cols (P. ANTOINE, *op. cit.*) sous des faciès de grès, pélites et schistes. Des grès grossiers quartziteux et des quartzites verdâtres sont attribués au Permo-Trias, alors que des quartzites blancs pouvant atteindre la centaine de mètres d'épaisseur sont attribués au Werfénien.

Dans le **Briançonnais externe** ont été identifiées des flores du Westphalien C et D qui datent des pélites noires et des grès injectés de sills microdioritiques. Des pélites noires, des grès arkosiques micacés et des conglomérats polygéniques d'âge stéphano-autunien forment l'assise de Courchevel épaisse de 400 à 1000 mètres. Des lithofaciès très proches de ceux de la zone des Brèches de Tarentaise sont attribués au Permien et au Trias.

Quant aux grès micacés à plantes du Foron de Taninges datés du Westphalien A à C, également rapportés par le passé au Briançonnais et qu'accom-



Grès et grauwackes de Taveyenne des montagnes entre Arve et Giffre.
A. Le lac de Gers et la série du même nom ; B. Schistosité régionale S1 développée dans les schistes marno-micacés de la base de la série de Tête Pelouse.

pagent des grès polychromes, des jaspes et des quartzites blancs rangés dans le Permo-Trias, il s'agit d'olistolites resédimentés dans l'olistostrome sommital priabonien-stampien helvétique (B. MERCIER DE LEPINAY, 1981).

4.1.1.3 - Le Mésozoïque.

Les formations carbonifères et permo-triasiques tégumentaires post-orogéniques, restées adhérentes aux socles des massifs cristallins externes, ne posent pas de problèmes d'interprétation majeurs en matière de paléogéographie. Il n'en est pas de même du Mésozoïque argileux et carbonaté subalpin décollé au niveau des cargneules du Trias moyen et, par voie de conséquence, du Tertiaire qui lui est superposé. Les difficultés sont dues à la découverte de séries réduites transgressives sur le socle ou le tégument des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc.

C'est d'abord G. AMBERGER (1960) qui démontre paléontologiquement l'existence d'une série réduite triasico-jurassique de couverture sur les Aiguilles-Rouges depuis le col du Jorat jusqu'au cirque du Vieux-Émosson. Dans le Val Ferret suisse, sur le revers est du Mont-Blanc, à l'Amône, c'est ensuite K. GRASMÜCK (1961) qui observe, directement transgressifs sur le cristallin externe, des grès conglomératiques remaniant des éléments de roches endogènes, surmontés par quelques mètres de calcaires fossilifères aaléniens, de schistes puis de calcaires à Entroques du Bajocien. Le Callovo-Oxfordien est absent, alors que le Malm se présente sous le faciès de calcaires en plaquettes. Quelques mètres de calcaires marneux pouvant représenter le Crétacé terminent la série qui semble tronquée tectoniquement.

Toujours sur le revers est du Mont-Blanc, mais dans le Val Ferret italien, c'est l'Albien qui est également daté : face à Lavachey, cet étage est représenté par des calcaires sableux et des sables fossilifères en position inverse qui surmontent des conglomérats azoïques eux-mêmes au contact de mylonites et du granite ; quelques mètres de schistes argileux noirâtres et de calcaires gris terminent la série (R. COMPAGNONI *et al.*, 1964).

En 1973, ce sont des dépôts du Turonien et du Sénonien inférieur, datés par des *Globotruncana*, transgressifs sur des quartzites du Trias, qui sont identifiés dans la partie méridionale du massif des Aiguilles-Rouges par B. PAIRIS, J.-L. PAIRIS et J.-L. PORTHAULT.

Enfin, P. LANDRY (1976), C. ELTCHANI-NOFF et S. TRIBOULET (1980), analysant la couverture sédimentaire autochtone de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc et son raccord avec celle de Belledonne, y datent l'Hettangien, le Sinémurien et l'Oxfordien. Des quartzites et dolomies attribués au Trias, des grès (Rhétien ?), une formation gréseuse à passées

conglomératiques, continentale, deltaïque – les "grès singuliers" (Pliensbachien ?) – des schistes (Lias supérieur ?), des calcaires (Malm ?) complètent la série mésozoïque qui, tronquée tectoniquement vers le haut, ne dépasse pas 50 mètres d'épaisseur.

Quant on compare ces séries réduites aux dépôts jurassiques et crétacés des massifs subalpins de Platé, des Bornes et des Bauges – qui supportent le Paléogène – épais de plus de mille mètres pour les premiers, de 300 à 600 mètres pour les seconds, force est de constater l'opposition paléogéographique fondamentale existant entre ces domaines.

Les traits lithostratigraphiques principaux de la couverture subalpine sont : le grand développement et la monotonie des faciès marneux liasiques et callovo-oxfordiens, la présence d'épais calcaires noirâtres argilo-gréseux et sublithographiques du Dogger et du Tithonique, un Berriasien-Valanginien épais, calcaréo-marneux, un Urgonien massif qui constitue l'ossature des grands plis, l'absence de Cénomanien et de Turonien, enfin un Sénonien à riche microfaune planctonique qui témoigne d'une large ouverture du bassin de sédimentation avant que celui-ci n'émerge à la fin du Crétacé.

Le Lias et le Valanginien, de par leur plasticité relative, ont un rôle important sur le plan de la tectonique, servant de niveau de décollement et de redoublement.

L'Argovien, la partie inférieure du Néocomien, le Valanginien, l'Albien et la partie haute du Crétacé supérieur lorsqu'elle est conservée, sont marqués par des venues de quartz détritiques plus ou moins importantes qui témoignent de la pérennité de domaines émergés dans l'environnement plus ou moins proche de ce bassin caractérisé par l'instabilité de son fond marin nettement subsident.

Entre les Aiguilles-Rouges et le Mont-Blanc, dans le "synclinal" de Chamonix alias la "zone synclinale du col de Balme", alias la "zone complexe de Chamonix-Martigny" sont conservées trois séries mésozoïques dans lesquelles sont représentés le Trias, le Lias, le Dogger, le Malm et le Crétacé inférieur. Ces séries constituent les couvertures orientale et occidentale respectives des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc séparées par une suture médiane à matériaux très tectonisés parfois interprétés comme un olistostrome à matrice nummulitique (J. BELLIERE *et al.*, 1987).

Les matériaux de couverture mésozoïques delphino-helvétiques sont encore représentés dans les plis couchés du Mont Joly à l'Est de Megève, dans une série d'écaillés à bases cristallines empilées entre le Mont-Blanc et Belledonne – les unités de Roselend, de Roselette s.s., du Rocher du Vent et de la Crête des Gittes regroupées sous la dénomination de "nappe de Roselette" (P.



La klippe de la Vuardaz (A) recouvrant les grès de Taveyenne typiques de la série de Tête Pelouse et l'olistostrome sommital des Pointes de Cupoivre et de la Corne (B).

LANDRY, S. TRIBOULET et C. ELTCHANI-NOFF, *op. cit.*) – en arrière du Mont-Blanc, enfin, dans une zone considérée comme la racine des unités helvétiques et ultrahelvétiques décollées.

Dans l'unité du Mont Joly, qui a pour substratum la terminaison septentrionale du massif de Belledonne, le Mésozoïque correspond à une ensemble triasico-liasique dolomitique, calcaire et schisteux. Tronquée tectoniquement au niveau de l'Aalénien daté (E. PAREJAS, 1925), la suite de la série secondaire se poursuit, en rive droite de l'Arly, dans la chaîne des Aravis, jusqu'au Crétacé supérieur.

Dans les unités écaillées de la nappe de Roselette ont été reconnues des formations sédimentaires allant du Sinémurien au Paléogène inclus. Il s'agit de séries peu épaisses, n'excédant pas 500 mètres de puissance, correspondant à une sédimentation pélagique, réduite, pour ce qui concerne le Jurassique et le Crétacé inférieur. Un épisode d'émersion et d'érosion marque la fin du Crétacé et le début du Tertiaire.

Dans la zone des racines helvétiques et ultrahelvétiques "ultra" Mont-Blanc, le Mésozoïque, très déformé et laminé, débute avec le Trias moyen, dolomitique, et se poursuit jusqu'aux calcaires à Calpionelles du Malm. Des gypses sont signalés dans le Trias supérieur, alors qu'ils sont absents du bord nord-ouest des Aiguilles-Rouges, n'affleurant très largement que dans l'ensellement de Saint-Gervais, lequel sépare ce massif cristallin et celui de Belledonne.

La couverture des granites, microgranites et rhyolites du Mont Chétif – Mont de la Saxe est réduite au Lias, directement transgressif sur le cristallin.

Vers le Sud-Est, au-delà de ces unités d'affinités helvétiques et ultrahelvétiques, le Mésozoïque post-triasique n'est plus représenté que dans la zone valaisane. Les diverses unités structurales rattachées à ce domaine (G. et P. ELTER, 1957 ; R. ZULAUF, 1964 ; P. ANTOINE, 1971, 1972) présentent toutes une même particularité : au-dessus d'un substratum constitué de leptynites et de formations carbonifères permo-triasiques (*cf. supra*), leur couverture mésozoïque se compose essentiellement d'un Trias moyen et supérieur à dolomies, calcaires, cargneules et gypses, – auquel succède parfois une Lias et un Dogger réduits, aux affleurements très limités – et de deux ensembles lithologiques superposés datés du Crétacé ou rapportés à ce système.

L'ensemble inférieur, transgressif, dit "anté-flysch" est volcano-sédimentaire : il comporte des formations volcaniques diabasiques et gabbroïques, en sills et en pillow lavas (H. LOUBAT, 1968), rattachées à la lignée des basaltes

tholéitiques, continentaux et transformées en prasinites. À ces volcanites sont associées des pélites noires schisteuses, des calcschistes, des quartzites, des conglomérats polygéniques à galets déformés de granites, de micaschistes et de roches exogènes de nature diverse. Ce premier ensemble est rapporté au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur, Santonien inclus.

L'ensemble supérieur, qualifié de "flysch" par H. SCHÖLLER (1929), et désigné sous le nom de "Flysch de Tarentaise", regroupe trois lithofaciès (*cf. supra*, 3.1.1.3) : une formation basale conglomératique et calcaire, dans laquelle prédominent des éléments d'origine triasique dont la présence s'amenuise progressivement vers le Nord et l'Est, une formation médiane très riche en matériaux détritiques siliceux, une formation supérieure puissante de 600 à 900 mètres dans laquelle alternent, en lits décimétriques, des calcaires, des calcaires sableux, des calcschistes et des schistes à rares niveaux de microbrèches et de conglomérats. L'évolution verticale négative des lithofaciès pourrait indiquer une tendance à la fermeture du bassin, surtout marquée dans l'unité du Rognais-Versoyen (P. ANTOINE, *op. cit.*).

Le Mésozoïque subbriançonnais et briançonnais n'est connu, en Haute-Savoie, que dans des unités structurales totalement éradiquées et translitées en masses plus ou moins conséquentes sur le domaine subalpin : les Préalpes.

Dans les klipptes de Sulens et des Annes, une série épaisse d'environ 650 mètres représente le Trias et le Lias subbriançonnais. Elle est essentiellement carbonatée, les derniers niveaux datés appartenant au Domérien à Sulens, au Carixien aux Annes (J. ROSSET *et al.*, 1976).

Dans les Préalpes du Chablais, le Subbriançonnais est représenté par une série compréhensive qui s'étend du Trias à l'Éocène supérieur et dont les termes mésozoïques, marno-calcaires, sont responsables d'un style tectonique souple auquel les Médianes plastiques doivent leur nom.

Une série condensée typiquement briançonnaise, armée par un Trias dolomitique épais et des calcaires tithoniques, forme les Médianes rigides, alors qu'une suite sédimentaire d'âge norien à crétacé inférieur, riche en termes bréchiques et détritiques, constitue la nappe prépiémontaise de la Brèche.

On notera, pour en terminer avec ce tour d'horizon sur la lithostratigraphie mésozoïque de l'environnement régional actuel des dépôts paléogènes de Haute-Savoie, que dans le Briançonnais "ultra" Belledonne et Mont-Blanc, le Mésozoïque à matériaux jurassiques et crétacés ne dépasse pas la latitude de l'Aiguille de la Grande Sassièr qui est à peu de chose près celle à partir de laquelle débute, vers l'Ouest, la zone d'affleurement du Mésozoïque valaisan et de son flysch crétacé.

4.1.1.4 - Le Cénozoïque : cartes de paléofaciès du Nummulitique.

La stratigraphie des formations paléogènes a successivement été affinée par L. MORET (1934), J. ROSSET (1956), J. CHAROLLAIS (1963), G. MENNESSIER (1965), J. MARTINI (1968, 1970), J. CHAROLLAIS *et al.* (1975), B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS (1975), J. ROSSET *et al.* (1976), S.O. RIVANO GARCIA (1978), J. CHAROLLAIS *et al.* (1980), G. VITALLY (1980), B. MERCIER DE LEPINAY (1981), B. MERCIER DE LEPINAY et H. FEINBERG (1982), J. MEDUS et J.-L. PAIRIS (1988). L'Yprésien, le Lutétien, le Bartonien, le Priabonien ainsi que l'Oligocène inférieur et moyen sont représentés sous des faciès marins de plate-forme, puis de bassin. La transgression paléogène est donc plus précoce en Haute-Savoie que dans les parties plus méridionales des Alpes occidentales où les premiers sédiments nummulitiques du domaine externe ont un âge Lutétien supérieur, voire Bartonien ou Priabonien. Des épisodes lacustres interrompent temporairement, au cours de l'Éocène moyen, le régime marin qui ne se réinstalle progressivement et durablement qu'au cours du Lutétien supérieur - Bartonien. Cet intervalle de temps marque l'avancée généralisée de la mer paléogène sur le bord oriental du craton européen, tant dans les Alpes occidentales qu'en Corse (J.-L. PAIRIS, 1987).

Des cartes de paléofaciès, établies à partir des travaux précités, permettent de suivre les différentes étapes de la transgression fini-lutétienne en Savoie, ainsi que l'enchaînement spatio-temporel des formations et lithofaciès sédimentés. Les datations effectuées par l'intermédiaire de la zonation de Foraminifères planctoniques de M. TOUMARKINE et H.M. BÖLLI (1970) et R.M. STAINFORTH *et al.* (1975), de la zonation du nannoplancton de E. MARTINI (1971) et K. PERCH-NIELSEN (1985) ont été rapportées, comme pour les autres régions des Alpes occidentales, à l'échelle biostratigraphique de A. BLONDEAU *et al.* (1968) basée sur la succession des macro-Foraminifères. De même, l'attribution des biozones aux divers étages a été faite en suivant le découpage adopté pour le Paléogène par C. CAVELIER et C. POMEROL (1986).

Six cartes de paléofaciès ont été établies pour l'intervalle de temps compris entre l'Éocène moyen et la fin de l'Oligocène (fig. 78). Elles montrent que l'extension du domaine marin reprend, en Haute-Savoie, au cours du Lutétien supérieur-Bartonien inférieur (partie supérieure de la biozone A), le dépôt des sédiments liés à ce second épisode du cycle sédimentaire nummulitique se poursuivant au moins jusqu'au Stampien-Chattien (biozones NP 23-24). La transgression s'effectue sur un substratum fracturé et plissé,

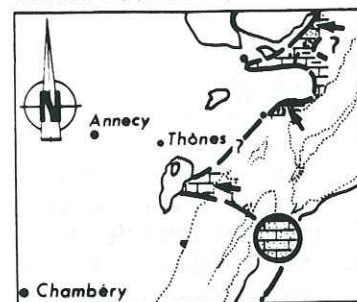
temporairement occupé par des bassins lagunolacustres. Elle installe une plate-forme sur laquelle la sédimentation carbonatée est localement troublée par l'arrivée de matériaux terrigènes. La progression de la mer est guidée par des directions structurales E-W que révèlent l'existence de deux golfes étroits, ouverts en direction des zones internes, à la latitude d'Arâches et de Nancy-sur-Cluses au Nord, du Mont Charvin au Sud et la présence de plis anté-nummulitiques tel l'anticlinal des Foges (axe : N110°E) entre l'Arve et le Giffre (B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS, *op. cit.*). De telles directions sont également mobilisées dans les Bornes et les Bauges où ont été décrits des plis anté-priaboniens (D. DONDEY, 1961) et des paléoreliefs anté-lutétiens E-W (J. MARTINI, *op. cit.*). Des bombements anté-nummulitiques sont encore signalés au Nord du Mont Charvin et à la Dent de Cons (O. RIVANO-GARCIA, 1978). Le domaine marin s'étend également sur l'extrême Sud du Désert de Platé et laisse subsister au Nord une vaste zone émergée et déformée. Aux directions E-W se surimposent des directions NE-SW qui, devenant progressivement dominantes, guideront la transgression à l'échelle régionale. L'influence de ces secondes directions sur la répartition et les faciès des dépôts nummulitiques a été démontrée dans la chaîne des Aravis (H. DETRAZ *et al.*, 1986).

Au Bartonien supérieur - Priabonien inférieur (biozone B), la transgression progresse largement vers l'Ouest et le Sud-Ouest en direction des Bornes et des Bauges. Au Nord du Désert de Platé, entre l'Arve et le Giffre, le bras de mer de direction E-W se décale vers le Sud, réduisant d'autant, dans cette direction, le domaine continental et créant localement, à l'opposé, des conditions de mer régressive. À l'Est de Belledonne, la progression du front de transgression vers les externides débute probablement dans cet intervalle de temps : l'existence du domaine marin est attestée au Rocher du Vent dès le Priabonien (haut biozone B - bas biozone C) (G. MENNESSIER, *op. cit.*).

Le Priabonien (Biozone C, partie inférieure) voit la mer recouvrir progressivement le domaine continental situé au Sud de la structure anté-nummulitique de l'Arbaron (B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS, *op. cit.*). Les directions structurales E-W s'estompent, n'influençant le dessin du rivage qu'à la latitude de Thônes (le Lindion) et du Nant des Aillons où la côte présente encore quelques parties saillantes obliques par rapport à la direction générale NE-SW du bassin sédimentaire.

La transgression, qui a d'abord progressé vers l'Ouest et le Sud-Ouest, migre ensuite vers le Nord-Ouest et gagne les Bornes septentrionales (Biozone C, partie supérieure). Entre l'Arve et le Giffre, ainsi que dans les Aravis, l'accentuation rapide de la subsidence crée des conditions bathymétriques favorables au dépôt de sédiments plus pélagiques :

Lutétien sup. - Bartonien inf.
Biozone A, partie sup.



Bartonien sup. - Priabonien inf.
Biozone B

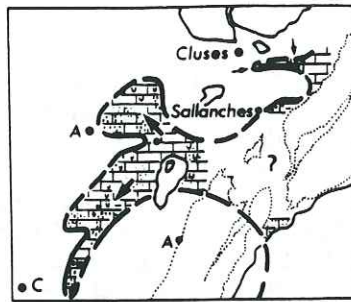
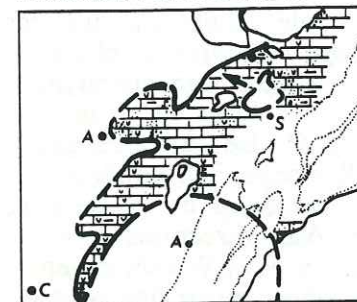
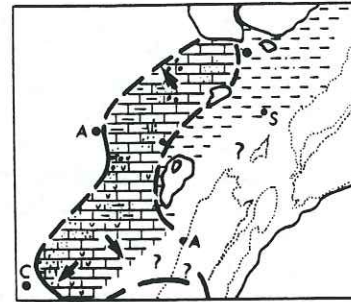


Fig. 78. - Cartes de paléofaciès du Nummulitique de Haute-Savoie. (épisode fini-lutétien à oligocène du cycle sédimentaire paléogène).

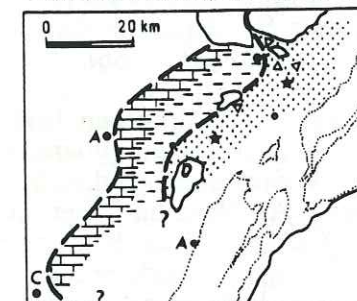
Priabonien : Biozone C, partie inf.



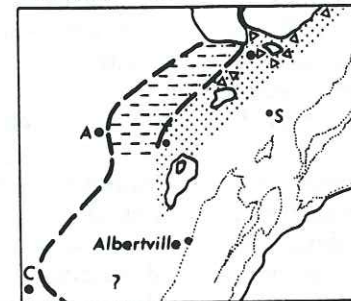
Priabonien : Biozone C, partie sup.



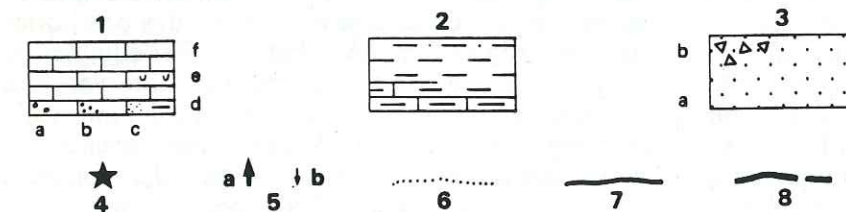
Priabonien - Stampien : NP 21-22



Stampien - Chattien : NP 23-24



1. Faciès carbonatés de plate-forme : brèches et poudingues (a), sables et grès (b), calcaires gréseux (c), calcaires argileux (d), calcaires à Algues (e), calcaires (f) ;
 2. Calcaires marneux, marnes à Foraminifères, marnes grés-micacées à Meletta ;
 3. Complexe détritico terminal : grès et grauwackes de Taveyanne et faciès assimilés (a), flysch dilacéré, flysch à lentilles/olistostrome (b) ;
 4. Volcanisme calco-alcalin ; 5. Transgression (a), régression (b) ; 6. Contours actuels des socles régionaux et de leur tégument ;
 7. Limites d'unités structurales majeures ;
 8. Limites de faciès. Un cercle entoure le Paléogène du Rocher du Vent à grandes Nummulites lutétiennes remaniées.
- A. Arâches ; AR. Arbaron ; DP. Désert de Platé ; F. Les Foges ; L. Le Lindion ; MC. Mont Charvin ; NA. Nant des Aillons ; NS. Nancy-sur-Cluses ; PC. Pointe de Cupoire.



des calcaires argileux et des marnes riches en Foraminifères remplacent les calcaires gréseux ou à Algues. Localement, dans les Bornes, se développe également ce type de sédimentation. Des sédiments marno-micacés apparaissent dans les parties plus internes du bassin.

La fin du Priabonien et le début du Stampien (biozones NP 21-22) correspondent à l'arrivée, dans les parties les plus profondes du bassin de sédimentation paléogène, de matériaux silico-détritiques auxquels se mêlent des produits effusifs calco-alcalins d'origine locale. La zone de dépôt des grauwackes et grès de Taveyanne et des flyschs assimilés s'étend sur les Aravis et tout le Haut-Giffre. Dans cette dernière région, la sédimentation enregistre localement (Pointe de

Cupoire, Foron de Taninges, Plon du Dard) et de façon précoce, l'arrivée massive de matériaux d'origine interne qui constitueront l'olistostrome sommital helvétique (B. MERCIER DE LEPINAY et H. FEINBERG, *op. cit.*, P. KINDLER, 1988).

Au Stampien-Chattien (biozones NP 23-24), la zone de dépôt des flyschs migre vers l'Ouest et le Nord-Ouest atteignant le Bargy où la sédimentation du Flysch à lentilles (C. CARON *et al.*, 1967) pourrait s'être poursuivie jusqu'à la fin de l'Oligocène et peut-être au tout début du Miocène inférieur (G. VITALLY, *op. cit.*).

L'enchaînement spatio-temporel des dépôts paléogènes traduit donc une polarité Est → Ouest

de la transgression marine fini-lutétienne qui se développe ensuite largement vers le Sud-Ouest, puis le Nord-Ouest en Haute-Savoie, amenant progressivement la mise en place d'un bassin dans lequel vont être piégés des matériaux détritiques de nature et d'origine diverses.

4.1.2 - Cadre structural : les diverses unités tectoniques et leurs relations supposées ; état de la déformation du Paléogène subalpin.

L'évolution actuelle des connaissances et des idées permet de poser en termes relativement simples (...!) le problème de la position du ou des bassins paléogènes de Haute-Savoie et de leur soubassement mésozoïque, si tant est, bien sûr, que des modifications paléogéographiques majeures n'aient pas accompagné et suivi l'émersion généralisée fini-crétacée du domaine delphino-helvétique *s.l.*, ou que des coulisements importants ne soient à l'origine des juxtapositions actuellement observées entre les bordures des massifs cristallins externes et les unités de couverture subalpines :

a. Rien ne s'oppose à voir dans les massifs subalpins des Bauges et des Bornes la couverture décollée de Belledonne-Nord via l'unité du Mont Joly, aucune série réduite n'ayant été mise en évidence, jusqu'à preuve du contraire, sur ce socle.

b. Le socle du Mont-Blanc possède une couverture sédimentaire réduite, autochtone à parautochtone, conservée sur le revers oriental du massif dans le Val Ferret suisse et italien et sur sa terminaison méridionale en France, laquelle chevauche Belledonne ; de même le socle des Aiguilles-Rouges.

c. En conséquence, la couverture subalpine de Platé ne peut-être celle des Aiguilles-Rouges. Son origine est à rechercher, d'après les auteurs, soit entre ce massif et le Mont-Blanc, soit au-delà de ce même Mont-Blanc. Dans le premier cas, elle trouve sa correspondance dans l'une des trois séries de couverture de la zone complexe de Chamonix-Balme-Martigny et des relations doivent apparaître entre les lithofaciès de même âge. Dans le second cas, elle provient de la zone des racines helvétiques et ultrahelvétiques et les mêmes relations doivent pouvoir être dégagées, du moins en ce qui concerne le Trias et le Jurassique.

d. Le Priabonien du Rocher du Vent découvert par G. MENNESSIER, rangé dans la nappe de Roselette (S. TRIBOULET et C. ELTCHANINOFF, *op. cit.*), ou dans la couverture autochtone et parautochtone du Mont-Blanc et peut-être accompagné d'olistolites cristallins (écaillés de la Pénaz, du Plan du Lai et klippe de Roselette, P.

LANDRY, 1976), doit être rapporté à un bassin "ultra" Mont-Blanc soit en position helvétique ou ultrahelvétique, soit en position autochtone sur le revers oriental immédiat du massif, lequel a fonctionné en zone-seuil, en haut-fond au cours de toute son histoire alpine.

e. La nappe de Roselette (S. TRIBOULET et C. ELTCHANINOFF, 1980) ou ses unités équivalentes de la Gîte et de la Crête des Gittes (P. LANDRY, *op. cit.*) peut correspondre, avec ses séries pélagiques réduites, à l'Helvétique ou à l'Ultrahelvétique valdotain. Mais il n'est plus possible dans ce cas d'enraciner dans l'une ou l'autre de ces zones la couverture subalpine décollée du massif de Platé, nettement différente par la nature et l'épaisseur de ses lithofaciès. Elle pourrait être en relation avec la zone synclinale de Chamonix - Balme dans laquelle s'enracine également la nappe de Morcles dont le flanc inverse se relierait à la partie interne également renversée du Mésozoïque de cette zone synclinale, son flanc normal représentant la couverture décollée du revers ouest du Mont-Blanc (R. TRÜMPY, 1960-63).

f. À la nappe suisse de Morcles correspondraient les unités à Grès du Val d'Illiez des Dents du Midi-Dents d'Odda et des Bornes ; en position originelle plus interne apparaîtraient la nappe des Diablerets et les unités structurales équivalentes à grauwackes et grès de Taveyanne de Sixt - Haut Giffre - Platé et des Aravis, enfin la nappe du Wildhorn dont la correspondance vers le Sud-Ouest serait assurée par l'unité à Grès de Taveyanne intermédiaires "Charvin-Dent de Cons" (B. DOUDOUX *et al.*, 1982, 1987).

Suivant ce schéma, les bassins paléogènes ou parties de bassin paléogènes qui nous préoccupent seraient donc "ultra" Aiguilles-Rouges pour le Tertiaire de Platé et "supra" Belledonne pour celui des Bornes et des Bauges.

g. Le Paléogène des massifs subalpins savo-yards est couronné, en continuité stratigraphique, par un olistostrome remaniant des éléments variés d'origine "ultra" (B. MERCIER DE LEPINAY, 1981) ou des matériaux strictement ultrahelvétiques (P. KINDLER, 1988). Cet olistostrome est lui-même surmonté par un olistostrome helvétique interne ou ultrahelvétique décollé et par la klippe de Saint-Sigismond rattachée à la nappe de la Brèche pour le premier auteur précité, par deux complexes chaotiques l'un à éléments de cachet valaisan, l'autre à éléments briançonnais et piémontais pour le second.

Deux faits restent néanmoins troublants. Il s'agit de la complémentarité apparente des suites lithostratigraphiques entre le tégument carbonifère et permo-triasique des Aiguilles-Rouges et la

couverture subalpine substituée de Platé. Il peut, d'autre part, paraître curieux qu'une série réduite crétacée – dont l'âge n'est pas discutable – ait pu être préservée, dans une structure synclinale il est vrai, alors qu'aucun lambeau de cette même série n'a été découvert entre le tégument des Aiguilles-Rouges et la couverture subalpine de Platé. Cette réserve tombe si la lame calcaire très déformée de Souay, décrite par B. PAIRIS entre le Lias de la série de Platé et le tégument de Pormenaz, s'avère être du Crétacé.

Les grandes étapes de la déformation de la couverture subalpine reconnues dans un tel contexte paléogéographique et structural sont les suivantes :

Dans le Massif de Platé, B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS (1978) distinguent trois déformations superposées : "anté-nummulitique", "synschisteuse" et "tardive". À la première est rapportée une fracturation importante suivant des directions conjuguées N50°E et N170°E, associée à des structures plicatives N110°E, l'ensemble permettant de définir une direction de raccourcissement N20°E. La seconde déformation entraîne l'apparition de plis synschisteux d'axes N60°E dans le Mésozoïque et la partie inférieure du Paléogène, d'axes N100-110°E dans sa partie supérieure ; elle remobilise les fractures N50°E en failles-plis dans les matériaux rocheux incompetents et serait en relation avec un raccourcissement subméridien. C'est au cours de cette période de schistogenèse qu'auraient été rapprochées les Aiguilles-Rouges et la couverture de Platé, soit par charriage du subalpin au-dessus du massif cristallin, soit par sous-charriage de ce même massif sous la couverture. Un âge oligocène est attribué à cette étape de la déformation, classiquement considérée comme contemporaine de la mise en place des nappes préalpines (R. TRÜMPY, 1973, B. PAIRIS, 1975) accompagnée par le développement d'un métamorphisme de très faible degré et de gradient inverse dans les Grès de Taveyenne (J. APRAHAMIAN et J.-L. PAIRIS, 1981). La déformation tardive génère des plis synschisteux N20°E (J.-P. BRETON, 1972), ainsi que des décrochements conjugués N80°E dextres et N135°E senestres, la direction de raccourcissement passant alors à N110°E. Cette dernière déformation est mise en relation avec la surrection mio-pliocène des Aiguilles-Rouges et le glissement de la couverture de Platé vers l'Ouest (P. ANTOINE *et al.*, 1975). Quant au rapprochement du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges, il pourrait aussi être le fait d'une subduction continentale miocène (S. AYRTON, 1980).

Dans la chaîne des Aravis, F. VILLARS (1986) décrit un empilement de trois unités chevauchantes vers le Nord-Ouest, agencées

suivant une géométrie en "rampflat", les structures chevauchantes et les plis synschisteux associés, d'axes N60°E, s'amortissant progressivement en direction du Sud-Ouest. L'apparition de ces structures est mise en relation avec trois étapes de déformation qui diffèrent peu de celles proposées pour Platé, si ce n'est la direction de raccourcissement associée à la première schistogenèse et aux chevauchements à vergence externe qui est estimée à N140°E et non pas N-S.

La direction de fracturation N50°E anté-nummulitique et le système de décrochements conjugués tardifs N73°E dextres et N135°E senestres sont également mis en évidence, ainsi que des directions N110°E et N165°E associées à la seconde étape de déformation.

4.2 - ORIGINE DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES PALÉOGENES.

4.2.1 - Historique.

En juillet 1943, M. VUAGNAT concluait ainsi son mémoire de Thèse : "Nous terminerons par cette image classique des nappes recouvrant leurs propres débris, l'une des plus belles que nous offre l'orogénèse alpine". Les nappes dont il était question sont les Préalpes, leurs propres débris : le flysch marno-micacé, les Grès de Taveyenne volcano-détritiques dits "ordinaires" et les Grès du Val d'Illeiz.

Cinquante ans après, la dialectique géologique a certes évolué, mais le concept de base demeure inchangé : les grès de Taveyenne sont surmontés par un ou plusieurs wildflyschs, olistostromes, flyschs à lentilles ou complexes chaotiques qui démontrent, par leur présence, la participation effective des nappes préalpines au comblement du bassin paléogène delphino-helvétique.

Dans les formations sommitales synchrones des massifs entre Arve et Giffre, longtemps qualifiées de "wildflysch ultrahelvétique", ont été identifiés (M. WEIDMANN, 1972 ; B. MERCIER DE LEPINAY, 1981 ; P. KINDLER, 1988) :

- des éléments de socle à la fois métamorphiques et éruptifs ;
- des éléments d'origine helvétique interne et ultrahelvétique surtout représentés à la base des olistostromes (marnes schisteuses à Meletta, Grès de Taveyenne, lentilles bréchiques d'âge crétacé et tertiaire rapportées *pro parte* au domaine valaisan, gypses, matériaux mésozoïques calcaires et marneux) ;
- des matériaux du Dogger et du Malm, ainsi que des calcaires pélagiques attribués au Subbriançonnais ;
- des matériaux mésozoïques et carbonifères rapportés au Briançonnais ;
- des éléments remaniés à partir du Flysch à Helminthoïdes.

Des matériaux penniques ont également été reconnus dans les conglomérats polygéniques de la formation des Grès du Val d'Illeiz : jaspes à radiolaires, radiolarites, calcaires à radiolaires, grès quartzites rapprochés des lithofaciès équivalents du Jurassique et du Crétacé des nappes de la Brèche et de la Simme (M. VUAGNAT, *op. cit.*), calcaires dolomitiques attribués au Trias subbriançonnais de la klippe des Annes (G.G. SAWATZKI, 1975).

Les zones-sources ayant alimenté la bassin paléogène au cours de sa période de fermeture sont donc assez bien précisées. Il en est de même de celles qui ont participé à la constitution des lithofaciès conglomératiques et carbonatés de transgression. Les matériaux sont alors d'origine locale, ce qui est le cas dans toute la zone alpine externe :

- dans le domaine de Platé, les assises conglomératiques inférieures sont des brèches et poudingues qui remanient des éléments de la couverture sous-jacente. Ces éléments atteignent assez fréquemment la cinquantaine de centimètres. Il s'agit de blocs de calcaires lacustres, de Lutétien à grandes Nummulites, de Crétacé supérieur, d'Urgonien (B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS, 1975) ;

- dans les Bornes et les Bauges sont signalés, au sein du conglomérat de base, des éléments calcaréo-marneux, gréseux et calcaires du Crétacé supérieur, du Gault et de l'Urgonien, des galets de silex et de cherts, l'ensemble directement emprunté au substratum (J. ROSSET, 1957 ; J. MARTINI, 1970).

Des roches sédimentaires provenant des marges mêmes du bassin paléogène sont également signalées dans les Grès de Taveyenne et les Grès du Val d'Illeiz : marnes à Foraminifères, calcaires biogènes et biodétritiques priaboniens (à Mélobésiées, Nummulites et Orthophragmines) et urgoniens, calcaires sénoniens, grès calcaires à glauconie albiens, dans la première formation, auxquels s'ajoutent de très rares fragments de Grès de Taveyenne *s.l.* (Grès de Taveyenne intermédiaires et Grès intermédiaires surtout) dans la seconde.

L'origine des débris de roches volcaniques basiques qui forment l'essentiel de la masse des Grès de Taveyenne et que l'on retrouve également, mais en proportion moindre, dans les Grès du Val d'Illeiz, a prêté à discussion (*cf. supra*, § 4.1). Il semble qu'aujourd'hui l'accord puisse être réalisé sur deux points :

- les débris d'andésites à augite, à hornblende et à biotite des Grès de Taveyenne correspondent à des éjectas vitreux calco-alcalins synchrones de la sédimentation paléogène, déposés à proximité immédiate des centres éruptifs localisés vers l'Arbaron et dans la zone méridionale du synclinorium de

Thônes (J. DIDIER et J. LAMEYRE, 1978 ; G. VITALLY, 1980 ; J.-D. GIRAUD, 1983).

- les débris de diabases, peu fréquents dans les Grès de Taveyenne, mieux représentés dans les Grès du Val d'Illeiz, diffèrent par leur chimisme et par leur métamorphisme des andésites ; ils proviennent de la destruction de laves en coussins. Ces roches, ainsi que les gabbros qui leur sont associés, renferment des paragenèses minérales à stilpnomélane, amphibole bleue, pumpellyite, épidote, actinote-trémolite, lawsonite et quartz. Leur origine est à rechercher dans les cortèges ophiolitiques du domaine pennique et plus précisément dans les olistolites de la nappe de la Simme (G.G. SAWATZKI, *op. cit.*).

La distinction de deux types de roches volcaniques d'origine différente dans les Grès de Taveyenne et dans les Grès du Val d'Illeiz paraît corroborée par les âges radiométriques obtenus sur les diabases et les andésites : 55 MA dans un cas, 24 MA dans l'autre (M. DELALOYE et D. FONTIGNIES, 1976 *in* : G. VITALLY, 1980).

La provenance des terrigènes à dominante siliceuse est par contre mal élucidée. Ces matériaux apparaissent dès le début de la transgression paléogène sous la forme de sables littoraux, parfois à dragées de quartz, notamment dans les Bauges. Ils sont plus fréquemment disséminés dans la matrice des brèches et poudingues de base ou dans les calcaires à Nummulites. Ils apparaissent encore dans les schistes marno-micacés et dans les différents lithofaciès de Grès de Taveyenne au sein desquels ils deviennent de plus en plus abondants et grossiers vers le haut de la formation. Dans ces lithofaciès, ainsi que dans les Grès du Val d'Illeiz le quartz détritique est accompagné d'éléments éruptifs et plus rarement métamorphiques :

- dans les Grès de Taveyenne du massif de Platé, J. MARTINI (1968) signale des granites, des gneiss et des quartzites.

- dans les grès de la région du Val d'Illeiz, les couches microconglomératiques renferment des granites, des dragées de quartz à plages engrenées, extinction onduleuse, lamelles de Böhm et parfois à chlorite, des pegmatites graphiques, des "porphyrites acides". À l'hypothèse d'une origine externe (Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges ou Aar-Gothard), M. VUAGNAT (1952) préfère celle d'une origine préalpine.

Dans le même lithofaciès du synclinal de Thônes, G.G. SAWATZKI relève également la présence de granites alcalins, à biotite, à muscovite ou encore à deux micas, parfois mylonitisés, aux côtés de rhyolites, de dacites, de gneiss – dont certains à grenat –, de micaschistes, de métaquartzites à séricite et d'arkoses granitiques. Les

granites sont, de loin, les roches endogènes les plus fréquentes (85%). Cet auteur penche pour une origine piémontaise, ligure ou austro-alpine des granites alcalins, en relation avec l'érosion d'un "équivalent pétrographique et tectonique de la nappe des Gets", alors que pour J. ROSSET, les éléments fins, puis grossiers du flysch marno-micacé et des Grès de Taveyanne du synclinal de Thônes proviennent des "zones axiales alpines". L'argumentation de G.G. SAWATZKI repose sur l'association granites alcalins-ophiolites au sein des Grès du Val d'Illiez ; elle rejoint les hypothèses formulées par G. ELTER *et al.* (1966) sur l'origine de la nappe de la Simme, ainsi que les conclusions formulées par C. CARON et M. WEIDMANN (1967) au sujet de l'arrivée de matériel ligure dans les Préalpes avec une nappe supérieure à la nappe de la Brèche.

4.2.2 - Thermoluminescence.

La suite lithostratigraphique virtuelle du Paléogène delphino-helvétique marin de Haute-Savoie comprend, de bas en haut, les termes suivants :

- calcaires souvent conglomératiques à leur base, parfois argileux, gréseux ou sableux ;
- calcaires argileux et marnes à Foraminifères ;
- marnes gréséo-micacées ("Schistes à Meletta") ;
- flyschs marno-micacés envahis par des grauwa-ckes et des grès dans lesquels sont distingués, à la suite des travaux de J. MARTINI (1968) et de G.G. SAWATZKI (1975), des Grès de Taveyanne typiques (GTT) riches en éléments andésitiques (60-80%), des Grès de Taveyanne intermédiaires (GTI) et des Grès intermédiaires (GI) renfermant respectivement de 40 à 60% et de 1 à 40% de produits andésitiques, des Grès de Taveyanne pauvres (GTP) et des Grès du Val d'Illiez (GVI) renfermant à la fois des éléments effusifs andésitiques et diabasiques ;
- flyschs dilacérés qui passent graduellement à un olistostrome constitué de blocs hétérométriques d'origine à la fois locale et interne ;
- grès (limités au seul synclinal de Thônes : Grès du Danay - La Duche).

Ces sédiments se sont déposés dans un contexte tectonique actif comme le montrent les nombreux indices de remaniement de matériaux d'origine locale, puis "ultra", présents dans la totalité des formations et lithofaciès paléogènes.

Face à la diversité de ces lithofaciès une première question s'impose : l'analyse par thermoluminescence permet-elle leur différenciation ?

Une seconde question concerne les relations éventuelles entre les quartz détritiques paléogènes d'une part, le quartz des socles et celui des formations détritiques des couvertures tégumentaires, décollées et écaillées ou nappées d'autre part.

Enfin, il convient de savoir si les conclusions auxquelles conduisent les analyses de thermoluminescence trouvent leur place dans les schémas paléogéographiques et structuraux actuellement en vigueur.

4.2.2.1 - Différenciation des lithofaciès paléogènes par la thermoluminescence.

Une première analyse sommaire des courbes de TLN permet d'effectuer deux coupures majeures dans la suite lithostratigraphique paléogène delphino-helvétique : l'une entre les faciès carbonatés de transgression, les calcaires argileux, les marnes à Foraminifères, les marnes gréséo-micacées d'une part et les divers lithofaciès des grès et grauwa-ckes de Taveyanne et leurs olistostromes d'autre part, l'autre entre ces mêmes lithofaciès gréseux et grauwa-ckes et l'ensemble "Grès du Val d'Illiez - Grès du Danay - Grès de Bonneville". Ces coupures valent à la fois pour les affleurements de la rive droite de l'Arve et pour le synclinal de Thônes.

Dans l'Ultraselvétique, deux lithofaciès sont aisément identifiables : il s'agit des grès (ultraselvétiques au sens de J. MARTINI, 1968) qui surmontent le Paléogène subalpin des massifs entre Arve et Giffre et du matériel paléogène de l'unité du Bouchet, dans la klippe de Sulens.

Ce sont les valeurs de l'intensité globale de TLN des quartz détritiques (fig. 79), ainsi que le nombre et la position des pics, qui conduisent à cette première répartition des lithofaciès en quatre ensembles majeurs :

- Le premier ensemble, qui correspond aux dépôts "anté-flyschs", est défini par des valeurs de I_n faibles à moyennes ($28,1 \text{ u.a.} < I_n < 33,6 \text{ u.a.}$) et des courbes de TLN à trois pics, de type C' et plus rarement A', le paramètre $R_{1,3}$ évoluant pour sa part entre 34,5 et 52,6. La position moyenne du second pic de TLN s'établit à 324°C . Ce pic de moyenne température est bien marqué dans la plupart des cas, mais il peut s'estomper localement dans les marnes faiblement sableuses qui affleurent entre le Grand Bornand et Saint-Jean-de-Sixt, ou dans les schistes marno-micacés du Chinaillon (les Outalés, synclinal de Thônes).

- L'apparition des grès et grauwa-ckes de Taveyanne coïncide avec une forte hausse de I_n . Les valeurs moyennes de ce paramètre, enregistrées dans les différents lithofaciès, sont les suivantes : 76,3 u.a., 75,6 u.a. et 72 u.a. pour les Grès de Taveyanne typique (GTT), les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcaniques (GTP) et la matrice de l'olistostrome delphino-helvétique des massifs entre Arve et Giffre, 71,3 u.a., 79,2 u.a., 68,6 u.a., 61 u.a. et 68,4 u.a. pour les Grès de Taveyanne typiques, intermédiaires (GTI), les Grès intermédiaires (GI), les Grès de Taveyanne

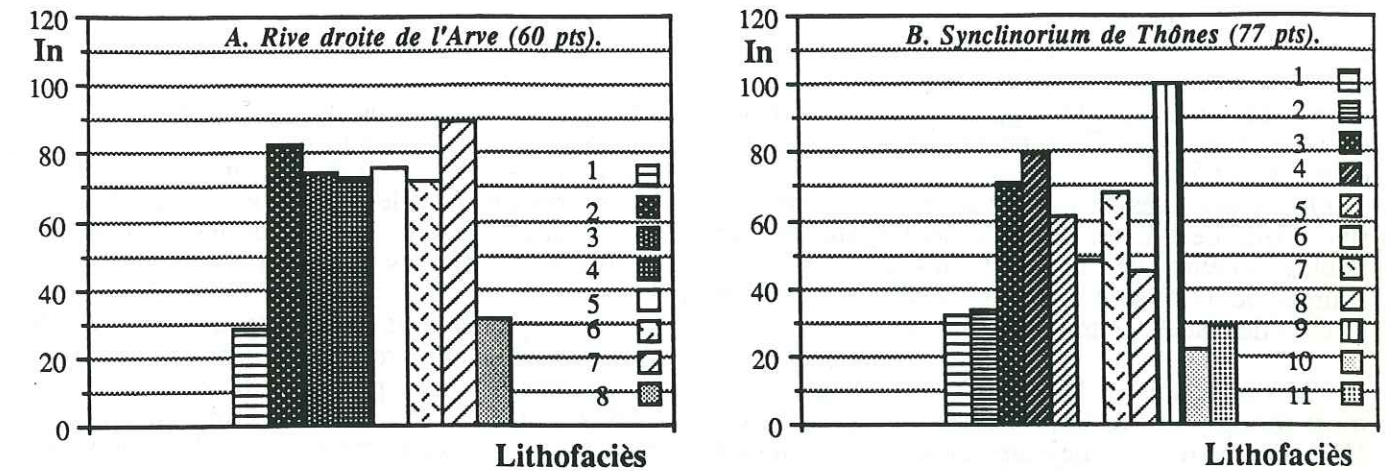


Fig. 79. - Évolution de l'intensité globale de TLN (I_n) du quartz détritique dans les formations paléogènes delphino-helvétiques et ultraselvétiques de Haute-Savoie.

A. Rive droite de l'Arve : 1. Calcaires à Nummulites ; 2, 3, 4. Grès de Taveyanne typiques de la barre de Tête Pelouse, de la barre de l'Arbaron et de la série de Gers ; 5. Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique ; 6. Olistostrome delphino-helvétique ; 7. Grès "ultraselvétiques" (terminologie de J. MARTINI, 1968) ; 8. Grès de Bonneville.

B. Synclinal de Thônes : 1. Calcaires à Nummulites ; 2. Marnes gréseuses et schistes marno-micacés ; 3. Grès de Taveyanne typiques ; 4. Grès de Taveyanne intermédiaires ; 5. Grès intermédiaires de Manigod ; 6. Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques ; 7. Flysch à lentilles delphino-helvétique ; 8. Flysch à lentilles de l'unité de Nantbellet (terminologie de J. ROSSET *et al.*, 1976) ; 9. Conglomérat éocène de l'unité du Bouchet, matrice ; 10. Grès du Val d'Illiez ; 11. Grès du Danay.

pauvres en éléments volcaniques et le Flysch à lentilles alias l'olistostrome delphino-helvétique du synclinal de Thônes (terminologie de G.G. SAWATZKI, 1975). Cette forte hausse de l'intensité globale de TLN marque l'arrivée de nouveaux terrigènes qui modifient la composition initiale des stocks quartzeux dans le bassin paléogène de Haute-Savoie. Ces changements interviennent au cours du Priabonien supérieur-Stampien inférieur (biozones NP21 et 22, cf. fig. 78). Ils sont à leur maximum dans les GTT de la barre de Tête Pelouse (cf. la terminologie de J. MARTINI, 1968) entre l'Arve et le Giffre ($I_n = 82,3 \text{ u.a.}$) et dans les GTI du synclinal de Thônes ($I_n = 79,2 \text{ u.a.}$). On se rappellera que le même phénomène intervient plus précocement dans le Champsaur où de nouvelles populations de quartz apparaissent au cours même du dépôt des calcaires à Nummulites, signant dès le début du Priabonien l'existence d'importantes modifications paléogéographiques.

En Haute-Savoie, les valeurs du paramètre I_n diminuent ensuite régulièrement ou irrégulièrement jusqu'au niveau de l'olistostrome sommital dans les deux domaines géographiques étudiés. Dans le synclinal de Thônes l'irrégularité de la décroissance est due à une chute nette des valeurs de I_n dans les GTP (cf. fig. 79, B), qui enregistrent

l'arrivée temporaire et localisée de populations de quartz à faible intensité globale de TLN avant que le stock quartzeux du Flysch à lentilles n'aligne ses caractères TL sur ceux de l'olistostrome sédimenté entre l'Arve et le Giffre.

Cinq types ou sous-types de courbes de TLN peuvent être distingués dans les grès et grauwa-ckes et leurs olistostromes : les types et sous-types C (84,9%), C' (8,6%), C'' (4,3%), A (1,1%) et A' (1,1%). Deux de ces sous-types présentent une répartition sélective : le sous-type C', à pic de moyenne température supplémentaire (308°C), n'apparaît que dans le synclinal de Thônes où il caractérise indistinctement - avec des courbes de type C - des GTT, des GTI et des GI ; le sous-type C'', à pic de très haute température (406°C) est strictement limité aux GTT de la barre de l'Arbaron déjà différenciée par J. MARTINI (1968) entre l'Arve et le Giffre. Les GTT de la barre de Tête Pelouse et de la série de Gers fournissent pour leur part des courbes de type C.

- La chute des valeurs de I_n s'accroît brutalement dans les Grès du Val d'Illiez (21,9 u.a.) et dans les Grès du Danay (29,3 u.a.) du synclinal de Thônes (fig. 79, A-B) où l'on

retrouve des valeurs faibles à moyennes assez proches de celles des faciès de transgression. Les courbes de TLN de ces deux formations sont à deux pics de TL ; elles appartiennent à l'un des trois types A, B et C, le paramètre R_{1-3} évoluant entre 29,1 et 51,4.

Quant aux Grès de Bonneville qui affleurent en rive droite de l'Arve, ils présentent également de faibles valeurs de I_n (31,6 u.a.), mais leurs courbes de TLN sont à trois pics (C'), apparentées à celles des faciès de transgression.

• Les intensités globales de TLN sont généralement fortes à très fortes, voisines ou supérieures à 100 u.a. dans la majeure partie du matériel ultrahelvétique analysé (fig. 79, A-B).

Les grès "ultrahelvétiques" des massifs entre Arve et Giffre sont actuellement rangés dans l'olistostrome sommital delphino-helvétique. Le quartz détritique de la matrice des schistes à blocs synchronappes qui couronnent les Grès de Taveyenne dans les régions de la Pointe de Cupoire, de la Pointe de la Corne ou du Dérochoir diffère assez peu, il est vrai, du quartz des GTP ou des GTI. Il faut cependant distinguer, dans cet ensemble chaotique, les affleurements de grès massifs, sans éléments volcaniques, tels ceux du ravin des Rots ou des Grands Vans qui fournissent des courbes de type C très caractéristiques, à très forte intensité globale de TLN (I_n # 125 u.a.) et paramètre R_{1-3} faible (# 25).

Dans la klippe de Sulens, le Flysch à lentilles de l'unité réputée ultrahelvétique de Nantbellet présente, très curieusement, des courbes de TL très proches de celles des calcaires à Nummulites et marnes gréseuses du domaine delphino-helvétique, avec notamment des valeurs de I_n relativement peu élevées et des courbes de type C' à pic de moyenne température bien exprimé.

De fortes intensités de TL, également proches de 100 u.a. caractérisent par contre le quartz détritique du conglomérat éocène du Bouchet ; ces valeurs élevées sont en relation avec la présence de quartz migmatitiques et microgranitiques très thermoluminescents comme le montre l'analyse des galets de roches endogènes répartis au sein du conglomérat. Les valeurs de I_n sont également élevées dans le cas des galets de granites que renferme le conglomérat ; elles sont aussi très variables (63,5 u.a. < I_n < 170,3 u.a.). Il faut également noter, pour ce matériel, l'existence d'un pic de très haute température (408-415°C) déjà mis en évidence dans les Grès de Taveyenne typiques de la barre de l'Arbaron, en rive droite de l'Arve. Ce pic reste peu marqué en TLN. Sa présence est beaucoup plus nette en TLA où il apparaît également dans les migmatites.

La répartition des divers lithofaciès paléogènes dans les diagrammes (R_{1-3} , I_n) conforte cette première analyse et permet de préciser les points

suivants (fig. 80 ci-contre) :

• Le stock quartzueux des faciès carbonatés de transgression, ainsi que celui des marnes et schistes marno-micacés sus-jacents est très homogène, qu'il s'agisse de lithofaciès affleurant en rive droite de l'Arve ou dans le synclinorium de Thônes et appartenant aux unités structurales de Platé, des Aravis ou des Bornes externes (fig. 80, A).

• Les populations de quartz des Grès du Val d'Illiez et du Danay sont également très homogènes et semblables, ce qui permet de rapprocher les deux formations (fig. 80, C). Les Grès du Danay ne doivent donc pas être rangés dans l'Ultrahelvétique dont ils diffèrent très nettement par leurs caractères TL (cf. fig. 80C et 80D). Cette homogénéité peut étonner compte tenu de la grande diversité des faciès pétrographiques endogènes acides rencontrés dans les termes conglomératiques du Val d'Illiez : migmatites, gneiss, granites, microgranites, rhyolites, dragées de quartz. Cependant l'analyse de quelques éléments de ce cortège métamorphique et magmatique montre que le quartz détritique provient en grande partie de quartz filoniens et de quartz granitiques, les galets de granites se caractérisant par des intensités globales de TL relativement faibles (I_n # 25 u.a.) et des valeurs du rapport R_{1-3} supérieures ou inférieures à 50.

À l'Est et au Sud-Est de la klippe des Annes, les grès qui affleurent entre les Plans et La Duche, assimilés aux Grès du Val d'Illiez par G.G. SAWATZKI (1975), présentent des caractères TL identiques aux grès et grauwaques de Taveyenne au sein desquels ils sont donc rangés.

• Les populations de quartz des grès et grauwaques de Taveyenne diffèrent assez fondamentalement de celles des lithofaciès de début et de fin de cycle sédimentaire. Elles constituent un ensemble plus hétérogène (fig. 80, B) dans lequel les différences s'expriment surtout par l'intermédiaire des valeurs de I_n , par la forme des courbes et par le nombre de pics exprimés. Ces mêmes populations de quartz se retrouvent aussi bien dans l'unité de Platé que dans celle des Aravis. Les Grès de Taveyenne s.l. du synclinorium de Thônes présentent, en moyenne, des rapports R_{1-3} légèrement plus élevés, plus proches de 50, les caractères TL des grès pauvres en matériel volcanique de ce même domaine tendant déjà nettement vers ceux des Grès du Val d'Illiez et du Danay.

Au sein d'un même lithofaciès - Grès de Taveyenne typiques, intermédiaires, pauvres - la diversification des matériaux prélevés s'effectue également par l'intermédiaire du paramètre I_n et se traduit donc par un même étalement des aires de variabilité suivant l'axe des abscisses.

Les Grès intermédiaires de Manigod ne se distinguent pas en TL des lithofaciès plus riches en éléments de roches volcaniques. Comme le

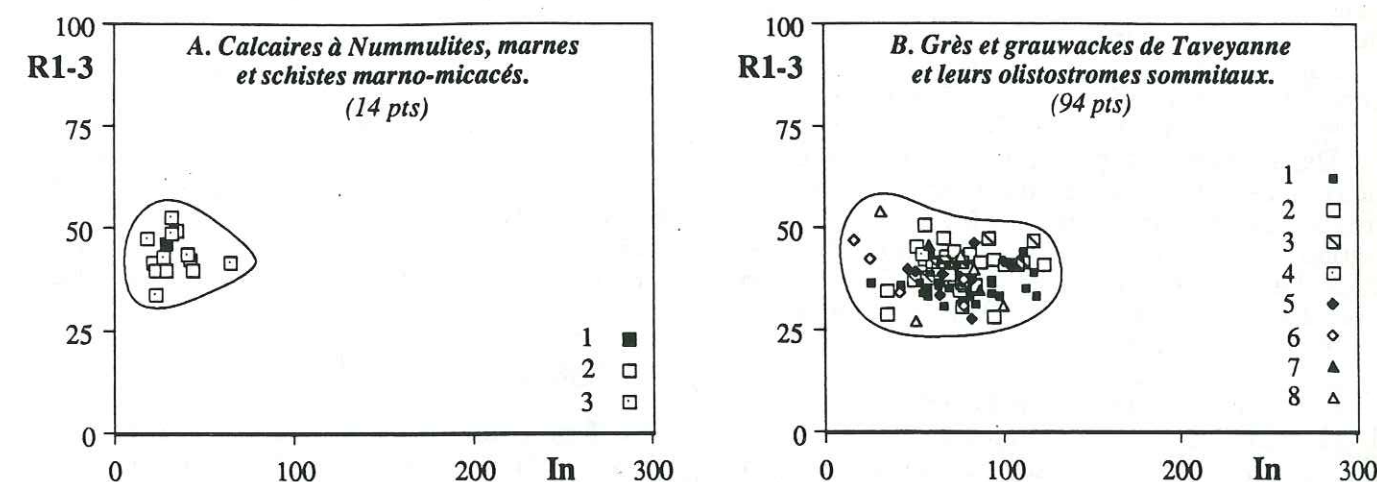
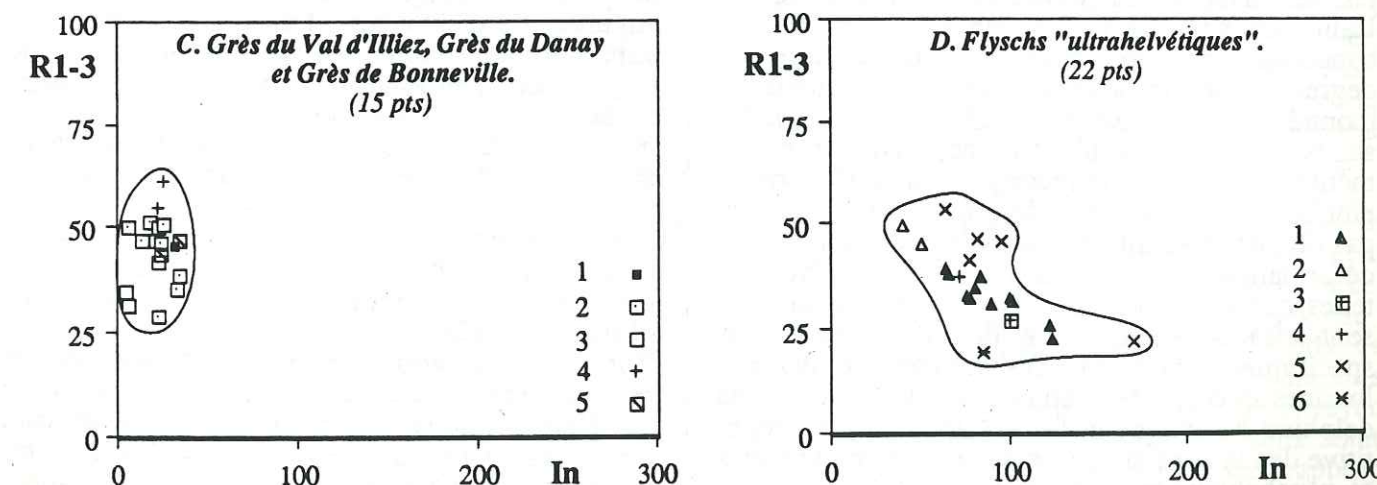


Fig. 80. - Diagrammes (R_{1-3} , I_n) du quartz détritique et endogène des formations paléogènes delphino-helvétiques et ultrahelvétiques de Haute-Savoie.

- A - Massifs entre Arve et Giffre : Calcaires à Nummulites (1) ;
 Synclinorium de Thônes : Calcaires à Nummulites (2), marnes et schistes marno-micacés (3).
 B - Massifs entre Arve et Giffre : Grès de Taveyenne typiques (1), Grès de Taveyenne pauvres en éléments volcaniques (5), matrice de l'olistostrome (7) ;
 Synclinorium de Thônes : Grès de Taveyenne typiques (2), intermédiaires (3), pauvres en éléments volcaniques (6), Grès intermédiaires de Manigod (4), matrice du Flysch à lentilles (8).
 C - Rive droite de l'Arve : Grès de Bonneville (1) ;
 Synclinorium de Thônes : Grès du Val d'Illiez : quartz "en grains" (2), dragées de quartz (3), galets de granite (4) ; Grès du Danay (5).
 D - Massifs entre Arve et Giffre : Grès "ultrahelvétiques" (1, terminologie de J. MARTINI, 1968) ;
 Synclinorium de Thônes : Flysch à lentilles de l'unité de Nantbellet (2, terminologie de J. ROSSET et al., 1976) ;
 Conglomérat éocène de l'unité du Bouchet : matrice (3), galets de migmatites (4), de granites (5), de microgranites (6).



soulignent B. DOUDOUX *et al.* (1987), il n'y a donc pas lieu de ranger ces grès dans une unité structurale distincte de celle des Grès de Taveyenne du Col de la Croix Fry.

Compte tenu des différences d'intensité de TL enregistrées entre les grès et grauwaques de Taveyenne d'une part et les Grès du Val d'Iliez et du Danay d'autre part, il est clair que les quartz détritiques des premières formations ne sont que très peu ou pas remaniés dans les secondes, ce qui rejoint les conclusions de G.G. SAWATZKI à ce sujet. La coupure est nette et correspond à l'apparition d'autres zones-sources dans l'environnement du bassin paléogène.

• Les grès massifs, de teinte claire, rapportés par J. MARTINI à l'Ultraschiste entre l'Arve et le Giffre, évoluent assez singulièrement dans le diagramme (R_{1-3} , I_n), la baisse des intensités de TL s'accompagnant d'une remontée des valeurs du paramètre R_{1-3} . Leur aire de variabilité se dispose donc en oblique par rapport à celle des Grès de Taveyenne (fig. 80, C).

Les éléments granitiques remaniés dans le Paléogène de l'unité ultradauphinoise du Bouchet présentent, dans la grande majorité des cas, des caractères TL homogènes. Ces caractères peuvent expliquer les valeurs plus élevées enregistrées au niveau du paramètre R_{1-3} dans les Grès de Taveyenne du synclinorium de Thônes si l'on admet une alimentation *pro parte* de ces grès par le remaniement d'un Paléogène plus interne de type "Bouchet" ou à partir de provinces distributives identiques (fig. 80 B-D).

4.2.2.2 - Origines et distribution spatio-temporelle des matériaux détritiques paléogènes.

Contrairement à ce que l'on observe dans les parties centrale et méridionale des Alpes occidentales, les massifs cristallins externes marquent, en Haute-Savoie, une importante limite en ce qui concerne la thermoluminescence. L'évaluation du degré de stabilité des propriétés TL du quartz l'a montré (cf. 2ème partie, § 3.3.2.2.b, p. 105). Si, au Nord-Ouest du Mont-Blanc, l'emploi de la méthode à des fins de reconstitution paléogéographique ne pose que peu de problèmes, il n'en va pas de même au Sud-Est du massif cristallin où la déformation et la recristallisation du quartz sont telles que les caractères TL originels du minéral sont effacés au bénéfice de caractères alpins spécifiques : la forme des courbes de thermoluminescence, très variable dans le domaine delphino-helvétique et les Préalpes, devient répétitive dès la zone supposée des racines helvétiques et ultrahelvétiques, quelle que soit la formation sédimentaire ou le complexe cristallin pris en compte. L'émission lumineuse du quartz mime alors en tous points celle des fentes et filons stériles syn- à tardimétamorphes tertiaires. L'irréversibilité

du phénomène d'alpinisation du quartz engendre une perte d'information d'autant plus importante, ici, que l'une des hypothèses paléogéographiques en vigueur place le bassin paléogène de Haute-Savoie en position "ultra" Mont-Blanc à l'origine.

L'analyse comparée des matériaux paléogènes et de leurs zones-sources potentielles est donc limitée, de fait, au domaine delphino-helvétique et aux unités préalpines. On remarquera que dans les diagrammes (R_{1-3} , I_n) présentés ci-dessous ces zones-sources ne recouvrent que très partiellement les aires de variabilités des quartz détritiques tertiaires.

a. Diagrammes (R_{1-3} , I_n).

• Les conglomérats, calcaires à Nummulites, marnes et schistes marno-micacés delphino-helvétiques et ultrahelvétiques.

Dans le domaine subalpin, les relations sont nettes, indiscutables, entre le quartz détritique des lithofaciès paléogènes calcaires, marneux et marno-micacés et celui des grès albiens (fig. 81, A). Le Gault montre des courbes de TLN à trois pics, de type C', tout à fait comparables à celles du Paléogène. Des relations peuvent également être dégagées avec le Carbonifère des Aiguilles-Rouges et, dans une moindre mesure, avec le Permo-Trias de Belledonne-Nord. Le quartz du Carbonifère de la région de Roselend est soit très proche du quartz des lithofaciès de transgression paléogènes, soit fondamentalement différent, caractérisé par des courbes de type C à très faibles valeurs du rapport R_{1-3} de TLN (R_{1-3} # 18) qui permettent de lui assigner une origine volcanique ou hypovolcanique acide.

Le matériel migmatitique et granitique de Belledonne-Nord se projette également au sein de l'aire de variabilité du Paléogène delphino-helvétique, alors que celui du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges tangente les limites de cette même aire. Dans le premier massif cristallin la grande majorité des courbes de TLN appartient également au sous-type C', alors que dans les deux autres massifs les caractères TL sont plus diversifiés avec des courbes de type A, A', et plus rarement C ou C'.

Compte tenu de la présence de très nombreux blocs et galets de couverture mésozoïque dans les brèches et poudingues paléogènes, aussi bien dans le massif de Platé, dans les Bauges que dans les Bornes, ces relations seront interprétées par le remaniement du quartz détritique du Gault au cours du Nummulitique, lui-même issu des massifs cristallins externes savoyard alors à l'affleurement. Parmi ces massifs peuvent être rangés les Aiguilles-Rouges et le Mont-Blanc en raison de leur série de couverture mésozoïque réduite. Belledonne-Nord pose par contre un problème : son emplacement paraît avoir correspondu à une zone haute au début

du Paléogène compte tenu de la position supposée des lignes de rivage qui, à partir du Bartonien supérieur-Priabonien inférieur, dessinent un golfe allongé SW-NE bordant à l'Ouest le massif (cf. fig. 78). Mais sa couverture mésozoïque est complète et seul son décollement précoce pourrait expliquer l'érosion paléogène de son socle, ce qui reste à démontrer.

Outre le Gault, le Carbonifère des Aiguilles-Rouges, grés-pélique et micacé, a très probablement participé à la constitution des formations paléogènes, notamment à celle des schistes marno-micacés. Un Crétacé terminal détritique, semblable à celui des chaînes subalpines méridionales mais constitué à partir du démantèlement des socles externes, peut également avoir contribué à l'alimentation du bassin nummulitique.

Cette interprétation, qui prend en compte l'existence de séries mésozoïques réduites transgressives sur le socle et le tégument des Aiguilles-Rouges ou du Mont-Blanc, s'oppose à une position "ultra" Mont-Blanc du bassin paléogène. Une telle position l'éloignerait de l'environnement immédiat des Aiguilles-Rouges. L'analyse TL de l'Albien du revers oriental du massif du Mont-Blanc corrobore cette hypothèse de travail : le quartz détritique de cette formation se caractérise par des valeurs du paramètre I_n moyennes à fortes dans la plupart des cas, nettement différentes de celles de l'Albien et des lithofaciès de transgression paléogènes subalpins (fig. 81, A).

Le quartz détritique de la matrice du conglomérat de l'unité de Bouchet - laquelle peut être interprétée comme un méga-olistolite résédimenté dans le Flysch à lentilles de l'unité de Nantbellet - se rapproche davantage, par ses courbes de type C et ses plus fortes intensités globales de TLN, de matériaux plus internes tels les grès "ultrahelvétiques" de l'olistostrome sommital affleurant entre l'Arve et le Giffre (fig. 80, D), l'Albien du revers interne du Mont-Blanc ou le Carbonifère de Roselend à faibles valeurs du rapport R_{1-3} de TLN et populations de quartz volcaniques ou hypovolcaniques acides (fig. 81, A). Ce conglomérat rappelle, par ses éléments endogènes et par ses caractères TL, les conglomérats des unités subbriançonnaises méridionales (Col de Tende, Tête Ronde, La Martinasse) ou les formations équivalentes du domaine externe (régions de Tende - La Brigue, de la haute vallée de la Tinée). Ce rapprochement est également autorisé par la pétrographie et la chimie des roches effusives acides du conglomérat (cf. 3ème partie § 1.2.1.3, p. 130). Il permet de conclure à l'existence d'un socle fortement granitisé, mais également constitué de roches effusives ou de semi-profondeur acides en bordure du bassin paléogène ultradauphinois. Je rapprocherai ce socle de l'unité du Mont Chétif - Mont de la Saxe, bien qu'aucune argumentation TL ne puisse être développée en raison de

l'alpinisation de son matériel quartzueux. Ce type de socle, que l'on peut rapprocher de celui du Combeynot, et qu'annoncent déjà la bordure orientale du Mont-Blanc constituée de migmatites injectées de microgranites et les lames de schistes, de granites et de rhyolites ou de microgranites fortement mylonitisés du type de la Tête Bernarda, est à mon sens représentatif des cordillères médio-alpines. Il faut par ailleurs remarquer que les galets de granites du conglomérat du Bouchet ne s'opposent pas fondamentalement, par leur thermoluminescence, aux granites du Mont-Blanc prélevés sur les pentes valdotaines du massif.

• Les grès et grauwaques de Taveyenne.

La figure 81-B montre que les silico-clastiques des grès et grauwaques de Taveyenne proviennent encore *pro parte* des zones-sources définies ci-dessus : Crétacé subalpin, Carbonifère et socles externes. Mais le dépôt de ces lithofaciès coïncide, nous l'avons vu, avec une hausse assez générale des valeurs du paramètre I_n et une baisse du rapport R_{1-3} qui se traduisent par un plus grand étagement de l'aire de variabilité des terrigènes suivant l'axe des abscisses et des ordonnées. Cette hausse doit être mise en rapport avec l'arrivée de matériaux d'origine interne qui, dans la plupart des cas, se caractérisent par des intensités de TLN fortes, des courbes de type C et des valeurs du paramètre R_{1-3} assez faibles : les analyses effectuées sur les grès "ultrahelvétiques" déjà cités, sur les Grès des Voirons, sur les Schlieren flyschs le montrent. L'Albien de la bordure orientale du Mont-Blanc se projette également dans l'aire de variabilité des grès et grauwaques. Seul le Flysch des Gets fournit des intensités de TLN faibles, probablement en rapport avec la présence en son sein de quartz à thermoluminescence alpine. Suivant le schéma dégagé à partir de l'analyse du Paléogène des Alpes maritimes *s.l.*, du Champsaur et des Aiguilles d'Arves, il paraît logique d'interpréter ces modifications du stock quartzueux en fonction du remaniement de formations détritiques antérieures et plus internes en cours de structuration et de migration vers le domaine externe.

Ces formations peuvent correspondre à des arénites ultrahelvétiques identiques à celles de la coupe du Plon du Dard attribuées au Bathonien sur la base de Foraminifères benthiques, ou à celles résédimentées dans l'olistostrome du ruisseau des Rots (P. KINDLER, 1988) et des Grands Vans, dont les points représentatifs se projettent au sein de l'aire de variabilité des Grès de Taveyenne. L'origine de ces arénites est, elle, sans conteste "ultra" Mont-Blanc compte tenu des rapprochements que l'on peut effectuer avec l'Albien "autochtone" du Val Ferret italien.

Il peut également s'agir des Grès des Voirons eux-mêmes dont les âges s'étendent du Thanétien inférieur au Lutétien (R. JAN DU CHÊNE, G.

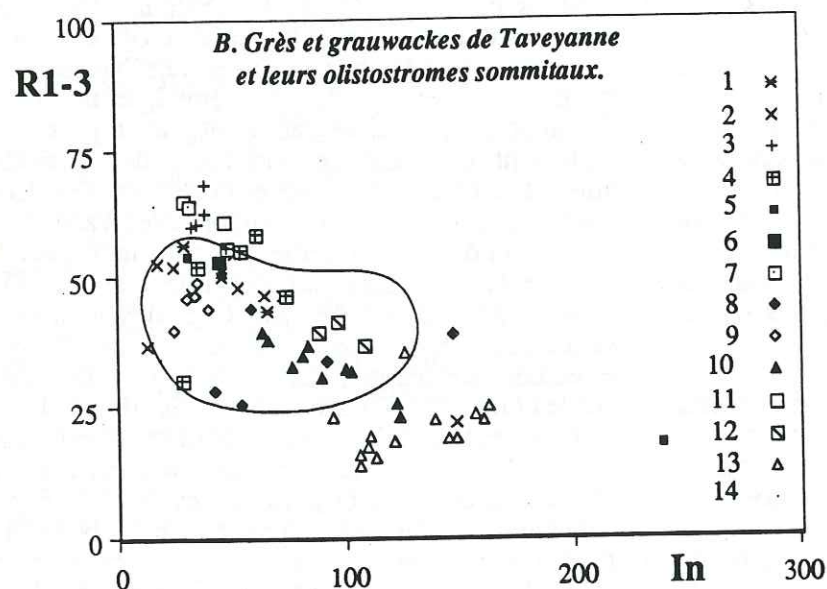
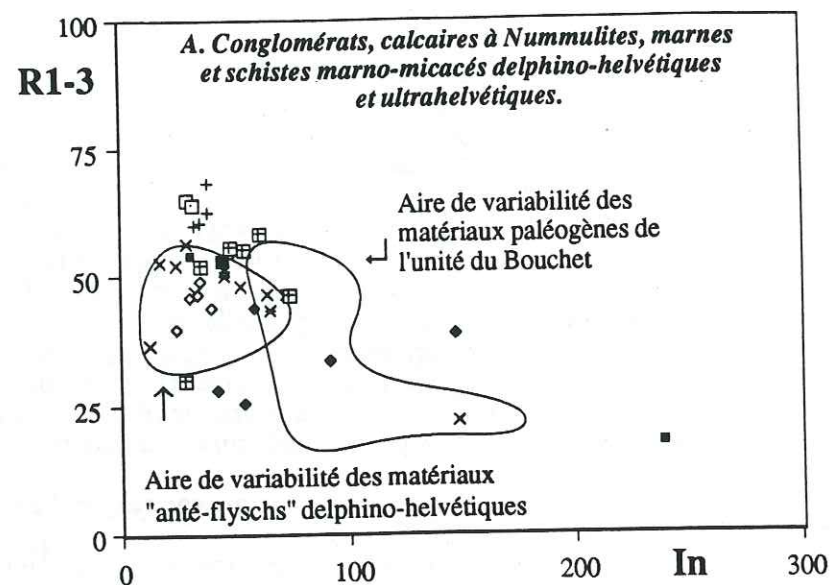
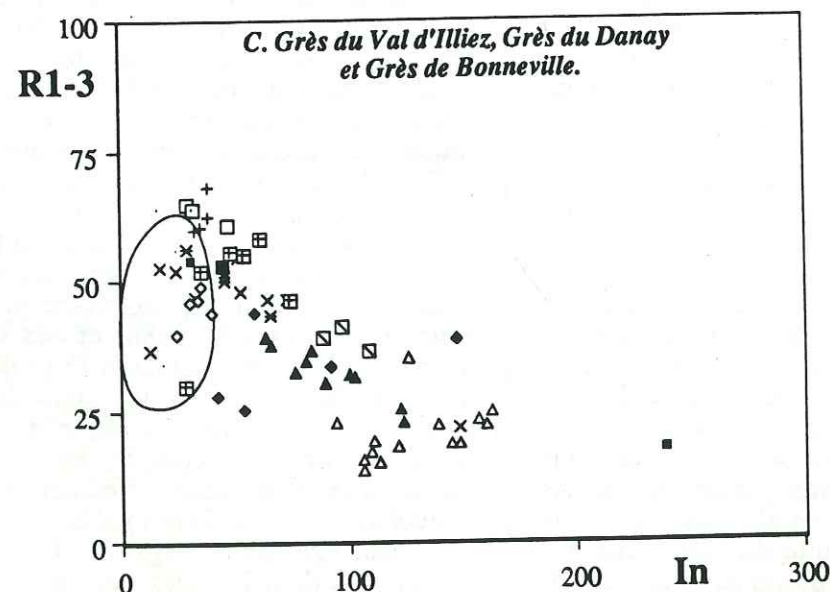


Fig. 81. - Diagrammes (R_{1-3} , I_n) des matériaux paléogènes de Haute-Savoie et de leurs zones-sources potentielles (70 pts).

1. 2. Migmatites et granites de Belledonne-Nord ;
3. 4. Granites des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc ;
5. 6. Carbonifère de Belledonne-Nord et des Aiguilles-Rouges ;
7. Permo-Trias de Belledonne-Nord ;
8. Albien de la couverture autochtone, orientale, du Mont-Blanc (Val Ferret) ;
9. Albien subalpin ;
10. Grès "ultrahelvétiques" de l'olistostrome sommital des massifs entre Arve et Giffre ;
11. Grès du Gurnigel ;
12. Grès des Voirons ;
13. Schlieren Flysch ;
14. Flysch des Gets. (Légende commune aux trois diagrammes A, B, C).



GORIN et J. VAN STUIJVENBERG, 1975) et dont les caractères TL sont également très proches de ceux des mêmes Grès de Taveyanne.

La part prise par le matériel valaisan ne peut être évaluée en raison de son alpinisation en arrière du Mont-Blanc. Sa participation à la constitution de l'olistostrome delphino-helvétique est cependant démontrée, de même que celle des Flyschs à Helminthoïdes. Un analyse du flysch sénonien à éocène moyen du Niesen, épais de plus de mille mètres et qui comporte des niveaux de conglomérats à éléments de roches endogènes, permettrait peut-être de définir le rôle du Valaisan dans la sédimentation paléogène. De même, un étude TL détaillée des Grès du Gurnigel reste à faire.

Pour les mêmes raisons, aucune analyse comparée valable ne peut être effectuée avec le Carbonifère briançonnais. Seul les grès micacés westphaliens du Foron de Taninges, résédimentés dans l'olistostrome sommital helvétique, ont conservé leurs caractères TL propres. Mais s'agit-il réellement de Carbonifère briançonnais. En thermoluminescence, leurs affinités sont plutôt externes.

Les courbes de type C" de la barre de l'Arbaron, à pic de très haute température (406°C), n'ont pas été retrouvées dans les zones-sources analysées. Seul l'un des prélèvements effectué dans le stock granitique du Mont-Blanc a fourni en TLN ce type de pic. Mais la forme générale des courbes, bien que de type C", n'est pas réellement semblable à celle des Grès de Taveyanne typiques. Le matériel du Mont-Blanc est par ailleurs aisé à identifier grâce à la présence assez fréquente d'un pic de TLN de très basse température et de faible intensité à 200°C.

• Les Grès du Val d'Illiez, du Danay et de Bonneville.

Leur aire de variabilité est nettement en retrait par rapport à celle des Grès de Taveyanne (fig. 81, C). Développée suivant l'axe des ordonnées, elle englobe encore une partie des matériaux crétacés, carbonifères et cristallins delphino-helvétiques, mais tend également à contenir les quelques points représentatifs du Flysch des Gets.

En ce qui concerne les Grès du Val d'Illiez et du Danay, une simple étude de leurs courbes de thermoluminescence montre qu'une partie non négligeable des silico-clastiques correspond à un matériel alpinisé, ce qui explique les faibles intensités de TL enregistrées. L'analyse des dragées de quartz contenues dans la formation du Val d'Illiez confirme qu'il s'agit bien de quartz filonien lié au métamorphisme alpin (sous-type 4, cf. 1ère partie, § 3.2.3.3, p. 84).

Les phénomènes d'alpinisation affectent également en partie le quartz des éléments de roches endogènes des niveaux conglomératiques dans le cas des Grès du Val d'Illiez. Une origine

liguro-piémontaise, via la nappe des Gets ou une nappe structuralement équivalente, à été attribuée à ces éléments (G.G. SAWATZKI, 1975). Afin de tenter un contrôle de cette hypothèse, j'ai soumis à l'analyse TL une série de galets de granites prélevés dans le conglomérat ligure externe des Salti di Diavolo, lequel est donné comme un témoin de la ride insubrienne. Il est clair que des rapprochements peuvent être effectués entre une partie de ce matériel et celui du Val d'Illiez, aussi bien en TLN qu'en TLA (cf. tableau hors-texte n° 42, échantillons IAP 22A, 22C, 23 à courbes de TLN de type A ou C et faible intensité globale de TLN) ; de même il existe des analogies avec quelques galets de granites à biotite du conglomérat du Bouchet (échantillons IAP 22B, 22D, 22E, 22F à courbes de TLN de type C et pic de très haute température de TLA). Cette voie est donc à examiner en ayant soin, cependant, de faire la part des ressemblances dues aux effets du métamorphisme alpin et aux phénomènes de convergence qui ne peuvent manquer d'affecter les courbes de thermoluminescence, compte tenu du nombre d'échantillons à analyser et des espaces à couvrir pour une telle étude.

Quoiqu'il en soit, la thermoluminescence corrobore les conclusions de M. VUAGNAT (1943) et G.G. SAWATZKI (1975) quant à l'origine préalpine d'une partie des terrigènes du Val d'Illiez qui peuvent très bien provenir du démantèlement du Flysch des Gets et de ses olistolites – ou d'une unité équivalente – dont le matériel est également alpinisé. Il reste simplement à expliquer pourquoi les Grès de Taveyanne ou le matériel ultrahelvétique sont absents des terrigènes du Val d'Illiez, ce qui peut être dû à leur recouvrement par des nappes préalpines à matériaux alpinisés *pro parte*, aujourd'hui totalement démantelées par l'érosion.

Dans les Grès de Bonneville, la proportion de silico-clastiques à thermoluminescence alpine est également élevée, mais la présence, sur les courbes de TLN, d'un pic de moyenne température, permet de conclure à une meilleure représentation des matériaux externes.

b. Carte isofacte du paramètre R_{1-3} de TLN.

La carte isofacte présentée (fig. 82) somme les résultats relatifs à l'ensemble des lithofaciès paléogènes du massif de Platé et du synclinorium de Thônes, depuis les calcaires détritiques à Nummulites jusqu'aux Grès du Danay inclus, hormis le matériel de l'unité du Bouchet d'extension trop limitée. Elle rend surtout compte, cependant, de la distribution spatio-temporelle des silico-détritiques des Grès de Taveyanne *s.l.* compte tenu du nombre plus restreint de mesures effectuées sur les autres formations. Son interprétation est rendue délicate par l'existence de coupures nettes constatée en thermoluminescence entre trois groupes de

lithofaciès, coupures qui sont le reflet d'une paléogéographie évoluant assez rapidement, par saccades semble-t-il, et dont les caractères sont chaque fois tranchés. On se rappellera également que le Paléogène savoyard est actuellement découpé en trois ensembles tectoniques (cf. *supra*, § 4.1, p. 210).

Dans le massif subalpin de Platé, les lignes isofactes du paramètre R_{1-3} de TLN ont une direction générale NW-SE, compliquée par des structures lobées obliques s'ouvrant en direction du Sud-Ouest et de Sallanches d'une part, vers le Nord-Est, le Nord-Nord-Est et le Haut-Giffre d'autre part. L'axe de ces sous-structures est sub-parallèle à la direction d'allongement actuelle des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc. Leur orientation et leur ouverture sont en assez bon accord avec le sens des paléocourants défini par J. MARTINI (1968) qui a relevé des "flutes casts" orientés SW→NE dans près de 80% des cas, NE→SW pour le reste. J. MARTINI conclut avec prudence que le matériel détritique "est surtout venu du SW".

Il paraît clair à la vue de la carte isofacte présentée qu'une partie des quartz détritiques paléogènes aujourd'hui conservés dans les massifs entre Arve et Giffre a transité par une zone située entre Belledonne-Nord et l'ensemble Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges avant de s'orienter vers le Nord-Est en direction de Platé et vers l'Ouest en direction des Aravis et du synclinorium de Thônes. Ces terrigènes, surtout caractérisés par des valeurs assez faibles du paramètre R_{1-3} , se sont mêlés à des matériaux différents, en provenance du Nord-Est et du Nord-Nord-Est dans la région de Platé, ce qui est également en accord avec l'image d'un bassin dont le plancher était localement décliné vers l'Ouest comme l'ont montré B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS (1975). Ces deux types d'apports distincts ont pu se relayer, se succéder, dans le temps, comme dans l'espace, suivant l'évolution bathymétrique du bassin, ce qu'une analyse TL plus détaillée pourrait mettre en évidence.

Au-delà de l'Arve, dans le synclinorium de Thônes, les lignes isofactes prennent une orientation générale SW-NE, parallèle aux directions structurales majeures. Un tel dessin révèle la présence de deux zones-sources principales : l'une à l'Est et au Sud-Est, l'autre à l'Ouest. La première est identique à celle qui alimentait Platé côté Sud-Ouest. Il s'agissait très certainement d'une province à matériaux très diversifiés, d'abord externes puis internes, dont l'essentiel des produits de démantèlement paraît avoir débouché entre l'Étalle et les Confins, face aux Pointes de Merdassier et des Aravis (cf. fig. 82). Trois sous-structures lobées principales divergent en effet à partir de cette zone, en direction de l'Ouest-Sud-Ouest, du Nord-Nord-Ouest et du Nord. Elles s'imbriquent avec des structures dont la polarité est inverse et qui,

localement, vers le Grand Bornand notamment, sont en relation avec le remaniement des quartz détritiques albiens subalpins. Vers Thônes par contre l'interprétation n'est pas aussi aisée car ce sont les Grès du Val d'Illiez qui définissent en partie le dessin des lignes isofactes, grès dont on a de nombreuses raisons de penser qu'ils remanient des matériaux internes, préalpins, en grande partie alpinisés. Il semble donc que la sous-structure ouverte en direction de Thônes et axée WSW-ENE ne puisse correspondre à l'arrivée de terrigènes externes, du moins pour la majeure partie du matériel de type Val d'Illiez. Cette sous-structure peut être le résultat d'une interférence entre les lignes isofactes dessinées à partir des Grès de Taveyane s.l. - et donc de l'unité des Aravis - qui fournissent des valeurs du paramètre R_{1-3} généralement inférieure à 50 et celles dessinées à partir des Grès du Val d'Illiez - et de l'unité correspondante des Bornes externes - pour lesquels ces valeurs sont dans la plupart des cas plus élevées. Le peu d'extension des Grès du Val d'Illiez à Thônes ne permet malheureusement pas de trancher en dressant une carte isofacte de la formation.

Enfin, la partie méridionale du bassin paraît avoir reçu des terrigènes en provenance des Bauges.

Les données sédimentologiques relatives aux paléocourants manquent pour le synclinorium de Thônes. G. G. SAWATZKI met en évidence une ancienne direction paléogéographique WSW-ENE à partir du mode de distribution et du pourcentage des éléments volcaniques dans les grès autochtones. G. VITALLY évoque des apports depuis le Sud-Est pour les Grès de Taveyane et depuis le Nord-Ouest pour le Grès du Val d'Illiez et du Danay sans réellement expliciter son argumentation. Pour ce qui est des apports sud-est, ils correspondent à la première des zones-sources invoquée ci-dessus pour expliquer le dessin des isofactes. Les directions WSW-ENE existent surtout entre l'Étalle et Thônes, mais elles concernent encore les Grès de Taveyane et sont toujours en relation avec le même appareil distributaire centré face à la Pointe du Merdassier. Quant aux Grès du Val d'Illiez, qu'il s'agisse d'apports nord-ouest tels que ceux avancés par G. VITALLY, ou des données de la thermoluminescence, lesquelles évoquent plutôt des apports sud-ouest ou nord-est, ils posent un problème compte tenu de la nature de leurs éléments constitutifs. Leur présence en Haute-Savoie, dans les seules Bornes externes, reste d'ailleurs à expliquer.

On remarquera pour terminer le bon accord qui existe entre la direction générale des lignes isofactes et la géométrie du bassin paléogène révélée par les cartes de paléofaciès (fig. 78). À Platé, les lignes de rivages sont d'abord E-W, obliques sur

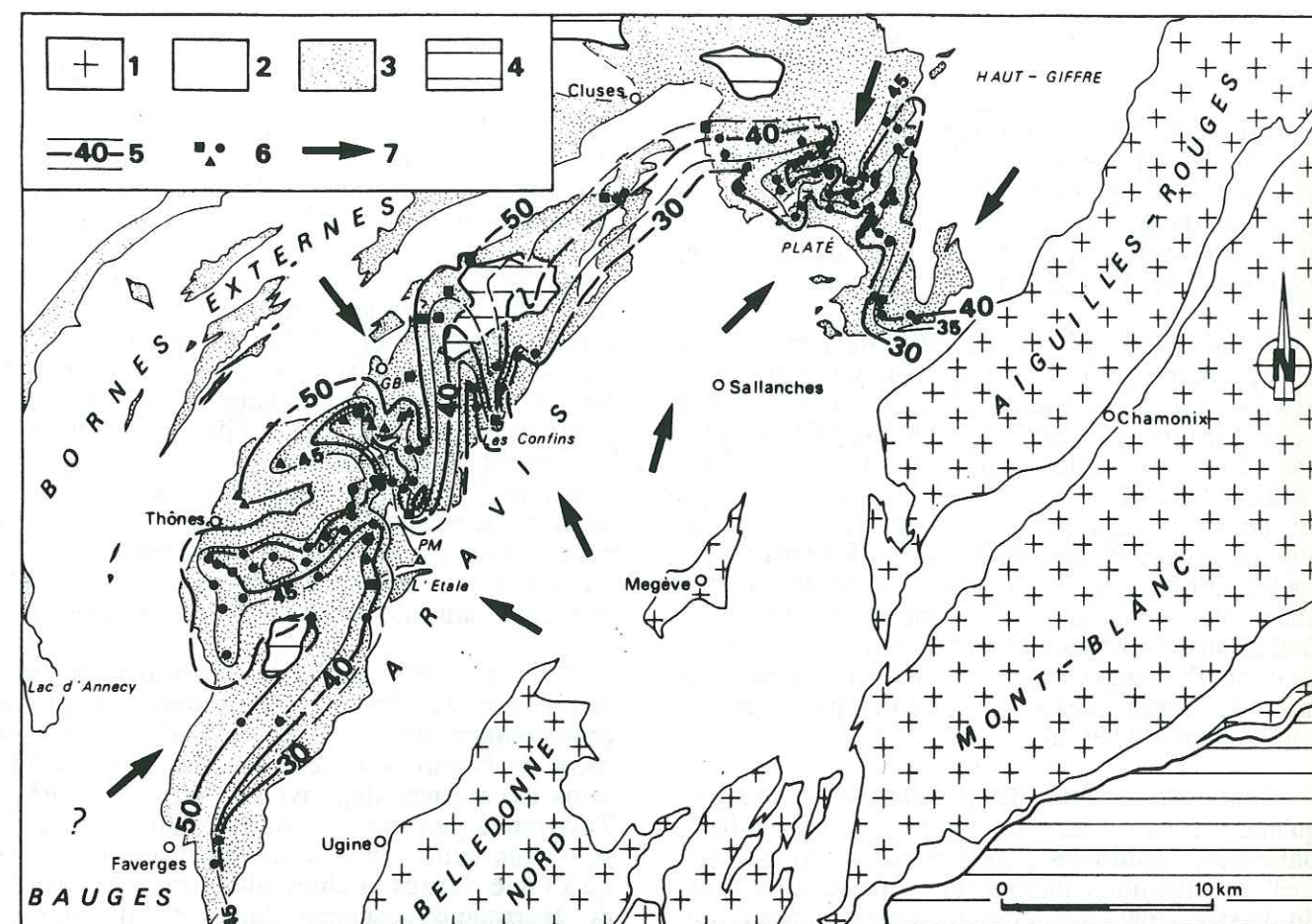


Fig. 82.- Carte isofacte du paramètre R_{1-3} de TLN du quartz détritique des lithofaciès paléogènes de Haute-Savoie.

1. Socles des massifs cristallins externes et leur tégument carbonifère et permo-triasique ; 2. Couverture delphino-helvétique et ultrahelvétique anté- et post-nummulitique ; 3. Paléogène marin et olistostromes helvétiques et ultrahelvétiques ; 4. Nappes préalpines et domaine pennique "ultra" Mont-Blanc ; 5. Isofactes maîtresses et intercalaires avec valeur correspondante du paramètre R_{1-3} ; 6. Lieux de prélèvement (carrés : calcaires détritiques, marnes sableuses et schistes marno-micacés ; cercles : grès et grauweekes de Taveyane s.l. et leurs olistostromes sommitaux ; triangles : Grès du Val d'Illiez et du Danay) ; 7. Localisation des apports terrigènes. GB. Grand Bornand ; PM. Pointe de Merdassier.

les directions structurales actuelles NE-SW, et les lignes isofactes sont également obliques, de direction NW-SE ; dans le synclinorium de Thônes, les mêmes lignes isofactes deviennent parallèles à la direction générale de la chaîne, de même que les limites du bassin paléogène qui se présente comme une gouttière NE-SW s'élargissant progressivement en direction de l'Ouest et du Nord-Ouest.

4.3 - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE.

En Haute-Savoie, l'installation du bassin paléogène marin s'est effectuée en fonction de deux directions paléogéographiques majeures : l'une E-W à NW-SE surtout représentée dans le massif de Platé, l'autre SW-NE bien développée

dans les Bornes et les Aravis. Ces deux directions ont guidé le déplacement du front de transgression. Elles ont aussi largement influencé la mise en place et l'évolution des parties plus profondes du bassin dans lesquelles allaient se sédimenter les grès et grauweekes de Taveyane, d'après les isofactes de thermoluminescence, lesquelles s'orientent différemment entre les deux rives de l'Arve.

Lors de l'installation de la plate-forme carbonatée fini-lutétienne, ce sont des matériaux du domaine delphino-helvétique qui alimentent la sédimentation dans le domaine subalpin. Ces matériaux sont d'abord empruntés à la couverture mésozoïque sous-jacente, notamment au Gault en ce qui concerne les quartz détritiques et peut-être à un Crétacé terminal peu épais et progressivement

décapé au cours du déplacement des lignes de rivage.

Dans les parties plus internes du bassin, représentées très sommairement par l'unité du Bouchet, ce sont des éléments cristallins, migmatitiques, granitiques et effusifs acides, en provenance de socles ou d'écaillés de socle "ultra" Mont-Blanc ou "ultra" Belledonne en position médio-alpine, qui constituent les premiers conglomerats.

La première phase d'approfondissement du bassin, marquée par l'apparition des lithofaciès marno-sableux et marno-micacés, ne paraît pas s'être accompagnée de modifications paléogéographiques importantes au niveau des reliefs environnants : des zones-sources externes, parmi lesquelles il convient également de ranger le tégument carbonifère des Aiguilles-Rouges et son socle, continuent à alimenter la sédimentation maintenant détritique. Une partie du socle de Belledonne-Nord, alors nettement moins raccourci qu'il ne l'est aujourd'hui, ou un équivalent plus interne, paraît également avoir participé au comblement du bassin.

C'est avec le dépôt des grauweekes et des grès qu'interviennent les **premières modifications paléogéographiques** réellement importantes. Ces modifications intéressent la paléobathymétrie du bassin, mais également sa paléotopographie environnementale. Elles paraissent se produire brutalement et peuvent être mise en relation avec le déclenchement des manifestations volcaniques explosives calco-alcalines, puisqu'aussi bien à Platé que dans le synclinorium de Thônes, la richesse des Grès de Taveyanne en éléments andésitiques va en diminuant du bas en haut de la formation. Il convient de concevoir, pour une période qui se place à la fin du **Priabonien** et au début du **Stampien**, un schéma paléogéographique assez complexe et très évolutif. Ce schéma doit admettre un effondrement du plancher du bassin paléogène lié à un phénomène de subsidence forcée en régime de convergence de plaques, l'apparition de zones-sources d'origine interne vers l'Est, le tout entrecoupé d'une ou plusieurs phases de relaxation du bâti alpin afin que puisse arriver en surface le magma andésitique.

En ce qui concerne les apports détritiques, ils proviennent encore en partie des massifs cristallins externes et de leur tégument carbonifère, notamment des Aiguilles-Rouges et peut-être du Mont-Blanc, dont le caractère de zone-seuil peut difficilement être mis en doute. Mais d'autres matériaux, aux caractères TL bien distincts doivent leur être adjoint. L'essentiel de ces matériaux semble avoir atteint la marge orientale du bassin nummulitique par l'intermédiaire d'une zone située actuellement entre Belledonne-Nord et l'ensemble Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges. Ces terrigènes

peuvent être rapprochés de l'Albien "ultra" Mont-Blanc, de quartz identiques à ceux du conglomerat paléogène du Bouchet, des grès ultrahelvétiques contenus dans l'olistostrome affleurant entre Arve et Giffre, ou de formations données pour plus internes telles les Grès des Voirons. La localisation du débouché de leurs vecteurs dynamiques est donnée par la carte isofacte du rapport $R_{1,3}$ de TLN qui les situe au Sud-Ouest de Platé et au droit de la Pointe du Merdassier. Dans ces zones, ou à leurs abords (Merdassier, Arbaron), sont également placés les principaux centres effusifs, d'après les résultats d'ordre pétrographique rapportés par la littérature. Ainsi peut-être expliqué le mélange des deux types de terrigènes.

La fin de la sédimentation des Grès de Taveyanne voit s'accroître le remaniement des matériaux penniques dans une suite d'olistostromes qui, eux-mêmes, s'auto-remanient lors de leur structuration et de leur translation vers le domaine externe.

C'est probablement à la généralisation de ce mécanisme que l'on doit le **second changement paléogéographique** important de l'environnement du bassin paléogène externe. Ces modifications s'ébauchent déjà avec le dépôt des Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique ; elles sont plus nettes dans le synclinorium de Thônes qu'à Platé d'après la chute plus forte des intensités de thermoluminescence dans ce lithofaciès, là justement où se déposeront ensuite les Grès du Val d'Illiez et du Danay. L'apparition de ces deux lithofaciès marque en fait la première apparition massive, dans le domaine subalpin, de quartz filoniens engendrés par les phénomènes de dissolution-cristallisation du métamorphisme alpin. Ces matériaux, qu'accompagnent des galets de socles peut-être ligures et des éléments ayant appartenu aux cortèges ophiolitiques penniques, paraissent également avoir atteint les marges du bassin par l'intermédiaire de mécanismes olistostromiques en relais entraînant le recouvrement de la majeure partie des dépôts de grès et grauweekes de Taveyanne. Le développement de ces olistostromes est d'une ampleur exceptionnelle en Haute-Savoie, tant par la quantité des matériaux remaniés que par leur diversité, bien supérieures à ce que l'on connaît dans les autres parties des Alpes occidentales.

Où placer pour conclure le bassin paléogène subalpin ? En arrière du Mont-Blanc, entre celui-ci et les Aiguilles-Rouges, ou bien encore en avant de ce dernier massif ? Comment situer le socle de Belledonne dans ce contexte ?

J'éliminerai la première possibilité pour des raisons déjà évoquées plus haut et qui sont dictées, je le rappelle, par la thermoluminescence des quartz détritiques des lithofaciès carbonatés de transgression, des marnes et des schistes marno-micacés sus-jacents, dont les affinités sont nettement externes,

"citra" Mont-Blanc. Reste les deux autres solutions, toutes deux plausibles à mon sens : l'une parce qu'elle s'accorde avec les schémas structuraux développés et éprouvés par la reconnaissance des nappes des Diablerets, de Morcles et du Wildhorn, l'autre parce qu'il est fort possible et même nécessaire d'envisager d'importants raccourcissements de socles dans les substructures alpines. De tels raccourcissements peuvent avoir rapproché le massif subalpin de Platé des Aiguilles-Rouges et de sa couverture mésozoïque réduite, par télescopage puis sous-charriage de ce socle et de son tégument sous une couverture plus externe. Suivant cette hypothèse, le raccourcissement des socles serait plus important au niveau des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc, celui-ci étant donné pour plus interne que Belledonne. Ce dernier massif correspondrait soit en totalité, soit avec son

seul rameau externe au socle de la couverture postérieurement déplacée des Bornes et des Bauges. Quant à la zone de suture entre les deux ensembles cristallins externes, jalonnée par les écaillés cristallines de type "Roselette" et le Trias gypseux de Saint-Gervais, elle serait le témoin d'une zone linéamentaire méridienne à jeu décrochant senestre synschisteux, de part et d'autre de laquelle auraient été réalisés les raccourcissements NW-SE différentiels des socles du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges d'une part, de Belledonne d'autre part. Si cette hypothèse a quelques fondements, elle explique également le décalage senestre qui existe entre le Paléogène du massif de Platé et celui nettement plus septentrional de la région du Val d'Illiez, ainsi que l'avance tectonique des Préalpes romandes et fribourgeoises par rapport aux Préalpes chablaisiennes.

*QUATRIÈME PARTIE :
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE.*

Image d'une Téthys

Sacha SOSNO

Au terme de ces recherches sur le Paléogène de la zone alpine externe et sa paléogéographie, l'accent sera mis sur une suite de points qui me paraissent liés par un rapport de dépendance logique.

La transgression nummulitique s'effectue sur un bâti pré-structuré par le jeu de zones linéamentaires héritées, de directions variées, aussi bien dans les Alpes maritimes s.l., que dans le Champsaur et le Dévoluy, dans le Pays des Arves et la Haute-Savoie. C'est une mer épicontinentale qui s'installe précocement vers le Sud – en Corse – et temporairement vers le Nord – en Haute-Savoie – au cours de l'Éocène inférieur. Progressant à la fois à partir du Sud et du Nord et migrant parallèlement vers l'Ouest, cette mer mord largement sur les Alpes maritimes s.l. et réoccupe la Haute-Savoie dès le Lutétien supérieur-Bartonien ; elle atteint le bord du Pelvoux, noyau stable, haut-fond permanent soumis très tôt à l'érosion et future zone d'articulation des branches SE-NW et SW-NE de la chaîne, au cours du Bartonien-Priabonien.

Les bassins sédimentaires ainsi mis en place sur le bord oriental du craton européen sont relativement étroits, de l'ordre de la centaine de kilomètres probablement, et disposés en relais par le biais des zones linéamentaires.

Les zones linéamentaires héritées guident le déplacement des fronts de transgression, demeurent actives pendant la totalité du cycle sédimentaire nummulitique et influent très largement sur la bathymétrie des bassins et sous-bassins, sur la nature des lithofaciès déposés et le début de la sédimentation terrigène.

Le jeu de ces linéaments est souvent décrochant, mais peut également être normal ou inverse, distensions et compressions affectant successivement et même simultanément les parties profondes des bassins et leurs marges.

L'existence de zones mobiles à séries paléogènes réduites telles que la zone de l'Arpilha au pied de laquelle s'accumulent plus de mille mètres de sédiments dans les Alpes sud-occidentales, l'apparition de plis précoces anté-schisteux relayés par des plis synschisteux tant dans les matériaux nummulitiques que dans le Mésozoïque sous-jacent, l'interruption momentanée de la schistogenèse par une phase de flexuration dans les substructures tégumentaires et cristallines du bassin nummulitique installé sur le bord méridional du massif cristallin externe de l'Argentera, montrent les liens étroits qui unissent les processus sédimentaires et tectoniques au cours du Nummulitique. La mise en place et le remplissage des bassins paléogènes s'effectue alors que dans les parties plus profondes de l'orogène d'importants raccourcissements affectent les socles et leurs couvertures.

Les phénomènes de subsidence qui provoquent l'apparition de ces bassins par morcellement d'une plate-forme carbonatée préalablement installée, paraissent donc devoir correspondre à des subsidences "forcées" développées dans un contexte de convergence de deux plaques lithosphériques, ici les plaques européenne et africaine, en cours de rapprochement depuis l'Albien terminal.

Cette subsidence "forcée" de la lithosphère continentale de la zone alpine externe est précédée par un soulèvement généralisé de l'avant-pays ou des marges externes immédiates des bassins paléogènes, comme le montre l'origine des premiers matériaux détritiques qui viennent troubler la sédimentation carbonatée. Ce bombement périphérique du bord oriental de la plaque européenne est à rapprocher des déformations

lithosphériques subies par les plaques océaniques en cours de pliage dans les zones de subduction (L. Lliboutry, 1982). L'apparition d'un bombement des marges externes de bassins d'avant-pays est également prédit par les modèles de flexion élastique des plaques lithosphériques, un rapport de l'ordre de 1 à 10 étant avancé entre l'élévation du bombement et la profondeur de la dépression créée (D. TURCOTTE et G. SCHUBERT, 1982).

La nature des marges externes évolue au cours du développement du cycle paléogène depuis des cordillères qualifiées de "médio-alpines", à matériaux ignimbritiques carbonifères ou plus probablement permians, rapidement contournées et dépassées par la transgression nummulitique, jusqu'à des socles typiquement externes : massif védiantien au Sud des Alpes occidentales, Pelvoux embryonnaire et ses prolongements septentrionaux immédiats au centre, socle de type Grand-Châtelard, Aiguilles-Rouges et peut-être Belledonne-Nord "pro parte" ou un socle pétrologiquement équivalent au Nord. Les couvertures de ces cordillères et de ces socles alimentent également, par leurs matériaux carbonatés et détritiques, la sédimentation littorale de la marge externe des bassins.

Le démantèlement de ces socles s'intensifie avec le début de la sédimentation des complexes détritiques terminaux du Paléogène : Grès d'Annot, du Champsaur, Flysch des Aiguilles d'Arves et Grauwackes de Taveyane (fig. 83-85).

Le rôle des socles externes dans l'histoire paléogène du bord oriental de la plaque européenne est majeur comme le montre la position des lignes isofactes tracées à partir des caractères thermoluminescents des quartz détritiques, mais aussi métamorphiques, ces lignes se moulant fréquemment sur les bordures cristallines actuelles.

Les apports terrigènes externes, massifs, sont ensuite relayés, dans l'espace et dans le temps par des matériaux en provenance des marges internes des bassins en cours de structuration (fig. 86-87).

La déformation et le soulèvement de ces marges résultent de la collision Europe-Afrique qui engendre, à la limite des domaines externe et interne alpins tels qu'ils sont aujourd'hui définis, des coulissemments de blocs. C'est par le jeu de ces coulissemments, senestres, majeurs le long de l'arc des Alpes occidentales, auxquels s'ajoutent les classiques phénomènes de chevauchement, que se mettent en place les nappes dont les produits de démantèlement vont prendre le relais des apports externes, être à l'origine de vastes olistostromes et provoquer le comblement final des bassins.

Le dépôt des olistostromes est dans la plupart des cas précédé par l'apparition d'un flysch dilacéré s'auto-remaniant, dont la présence traduit l'accroissement de la mobilité de la marge interne des bassins au moment de la mise en place des nappes.

L'apparition des olistostromes paraît précoce, fini-priabonienne, dans les Alpes maritimes s.l. et dans le Pays des Arves, plus tardive, oligocène, dans le Champsaur et la Haute-Savoie. C'est dans cette dernière région que le phénomène "olistostrome" semble prendre le plus d'ampleur et perdurer, probablement en relation avec la situation sub-frontale du bassin sédimentaire paléogène qui commence à obliquer vers l'Est et à se placer perpendiculairement à la direction de raccourcissement générale Nord-Sud de la chaîne alpine, alors que les bassins plus méridionaux se situent, eux, en marge de la zone transformante à composante coulissante et chevauchante née de la collision des plaques européenne et africaine.

Au début de l'Oligocène, un épisode volcanique calco-alcalin trouble la sédimentation

LUTÉTIEN SUPÉRIEUR - BARTONIEN INFÉRIEUR
(Biozone A, partie supérieure).

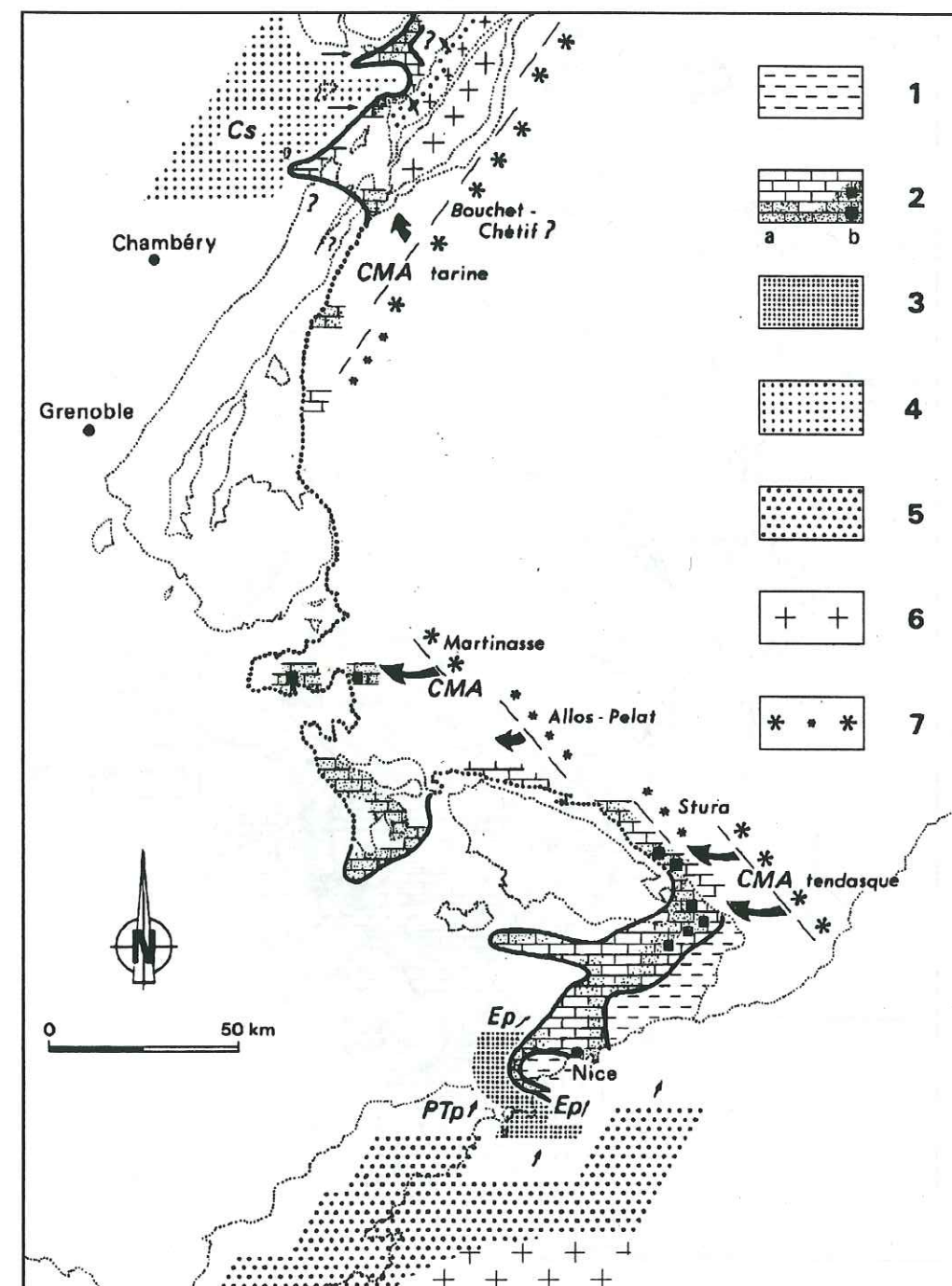


Fig. 83. - Installation de la plate-forme carbonatée paléogène dans le domaine alpin externe.

A. Paléofaciès nummulitiques : 1. Marnes et lithofaciès assimilés ; 2. Calcaires détritiques de plate-forme (a), à galets d'ignimbrites médio-alpines (b).

B. Provinces distributives : 3. Paléogène infra-nummulitique (Ep) ; 4. Crétacé subalpin (Cs) ; 5. Tégument carbonifère et permo-triasique des massifs cristallins externes et des socles de l'avant-pays alpin (PTp = Permo-Trias provençal) ; 6. Socles migmatitiques et granitiques de la zone alpine externe et de son avant-pays ; 7. Cordillères médio-alpines (CMA tendasque, de la Stura, d'Allos-Pelat, etc.). Les flèches symbolisent la provenance des apports terrigènes.

BARTONIEN SUPÉRIEUR – PRIABONIEN INFÉRIEUR
(Biozone B).

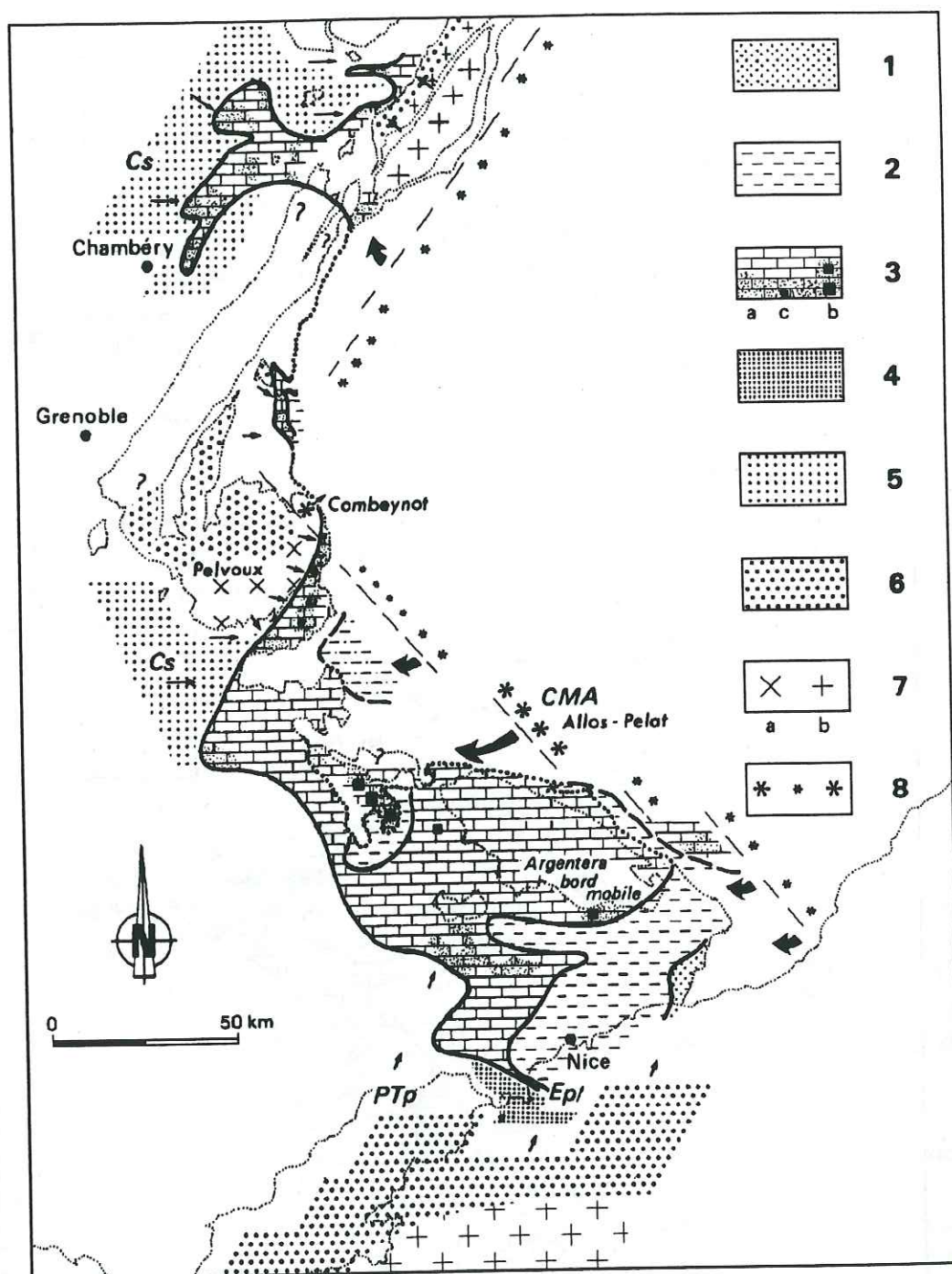


Fig. 84. - Extension de la transgression paléogène et début de morcellement de la plate-forme carbonatée.

A. Paléofaciès nummulitiques : 1. Complexes détritiques terminaux ; 2. Marnes et lithofaciès assimilés ; 3. Calcaires détritiques de plate-forme (a), à galets d'ignimbrites médio-alpines (b), à galets de roches endogènes d'origine externe (c), massifs cristallins externes et socles de l'avant-pays alpin).

B. Provinces distributives : 4. Paléogène infra-nummulitique (Ep) ; 5. Crétacé subalpin (Cs) ; 6. Tégument carbonifère et permotriasique des massifs cristallins externes et des socles de l'avant-pays alpin (PTp = Permo-Trias provençal) ; 7. Socles migmatitiques (a), migmatitiques et granitiques (b) de la zone alpine externe et de son avant-pays ; 8. Cordillères médio-alpines (CMA tendasque, de la Stura, d'Allos-Pelat, etc.). Les flèches symbolisent la provenance des apports terrigènes.

PRIABONIEN
(Biozone C, partie inférieure).

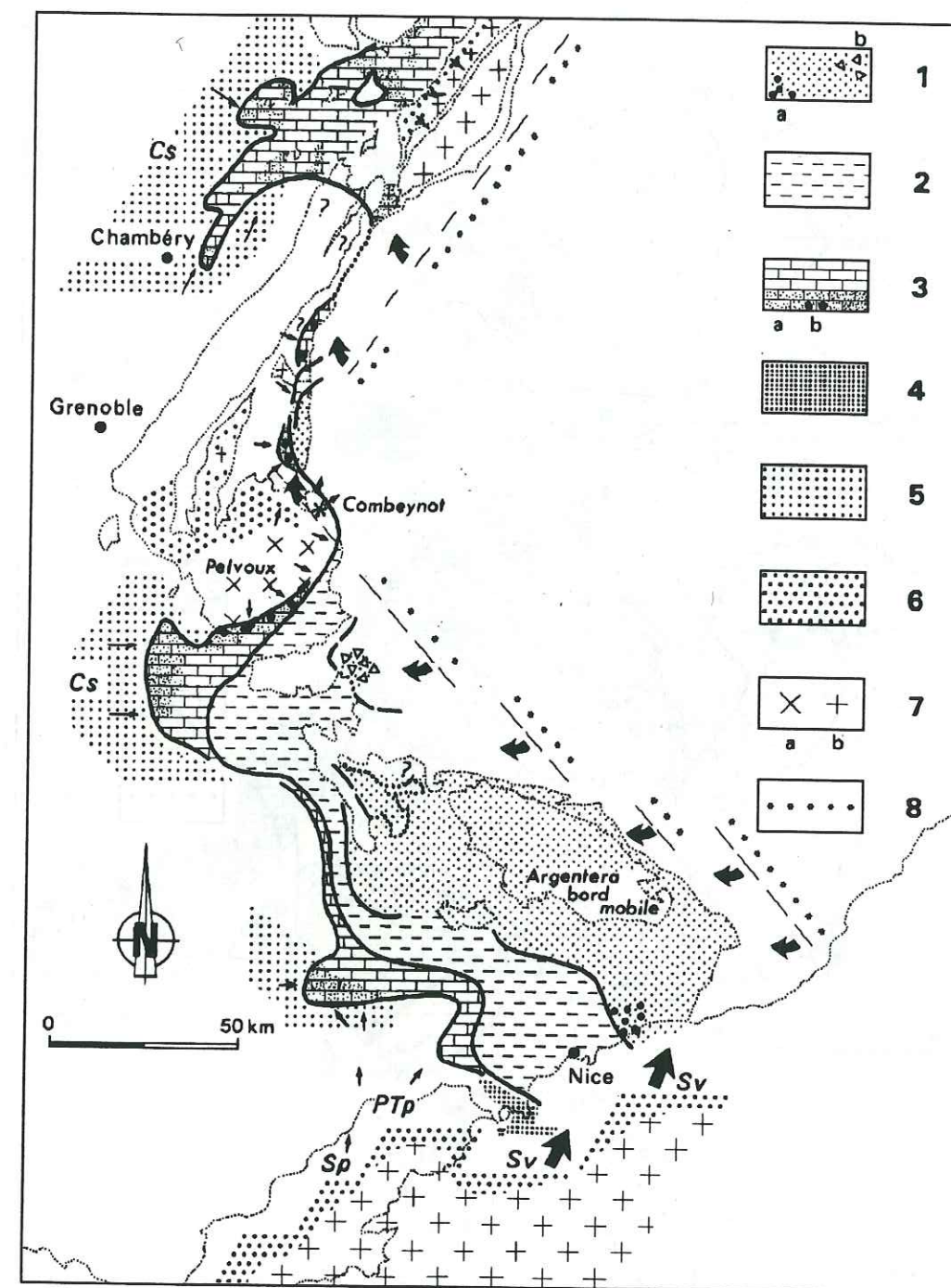


Fig. 85. - Approfondissement des bassins et sous-bassins paléogènes.

A. Paléofaciès nummulitiques : 1. Complexes détritiques terminaux (a. avec galets de roches endogènes provenant des socles de la zone alpine externe et de son avant-pays, b. olistostromes) ; 2. Marnes et lithofaciès assimilés ; 3. Calcaires détritiques de plate-forme (a), à galets de roches endogènes d'origine externe (b, massifs cristallins externes et socles de l'avant-pays alpin).

B. Provinces distributives : 4. Paléogène infra-nummulitique (Ep) ; 5. Crétacé subalpin (Cs) ; 6. Tégument carbonifère et permotriasique des massifs cristallins externes et des socles de l'avant-pays alpin (PTp = Permo-Trias provençal) ; 7. Socles migmatitiques (a), migmatitiques et granitiques (b) de la zone alpine externe et de son avant-pays (Sv = Socle védiantien, Sp = Socle provençal) ; 8. Cordillères médio-alpines (CMA tendasque, de la Stura, d'Allos-Pelat, etc.).

Les flèches symbolisent la provenance des apports terrigènes.

PRIABONIEN
(Biozone C, partie supérieure).

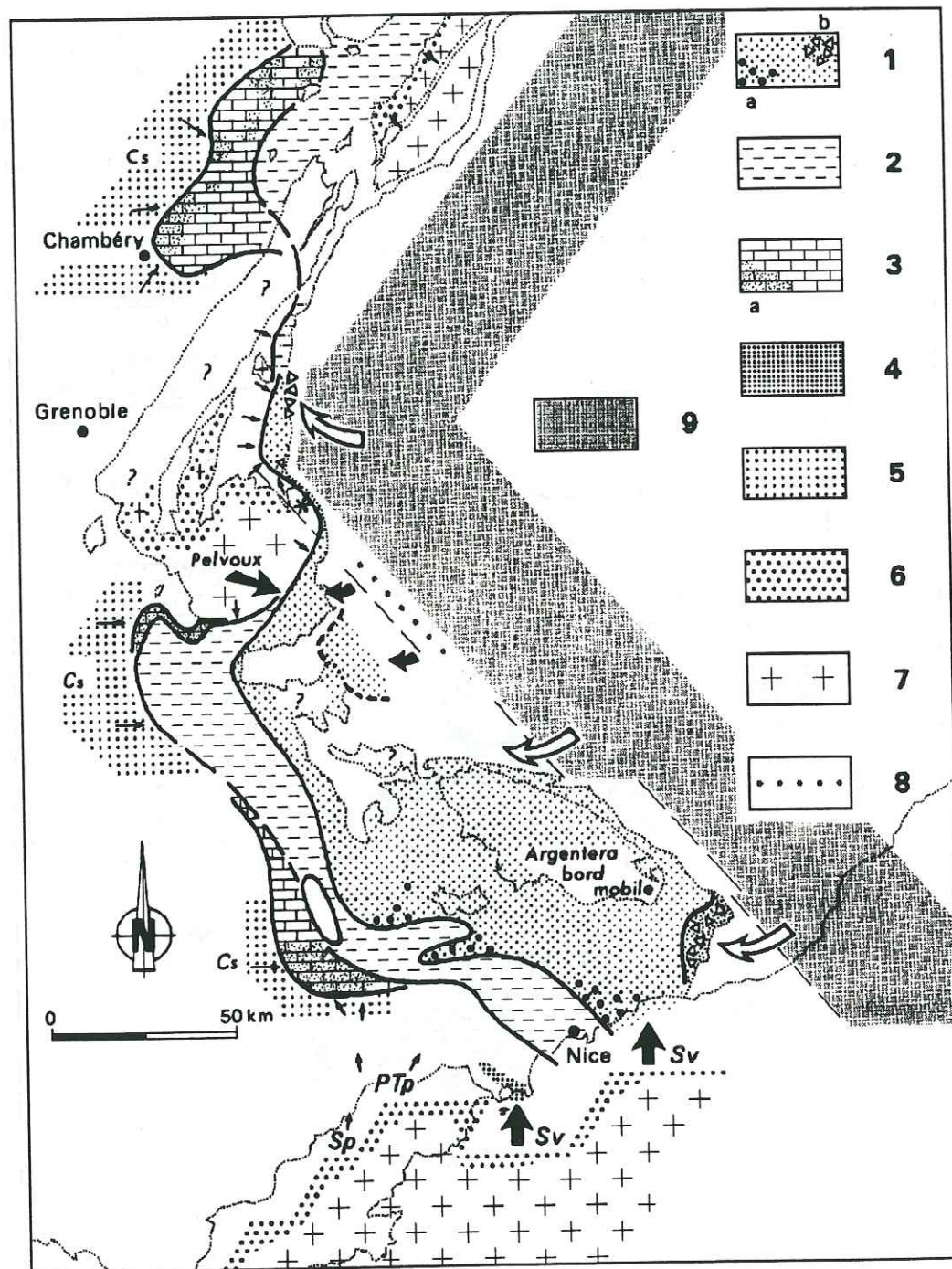


Fig. 86. - Apparition des premiers olistostromes.

OLIGOCÈNE INFÉRIEUR

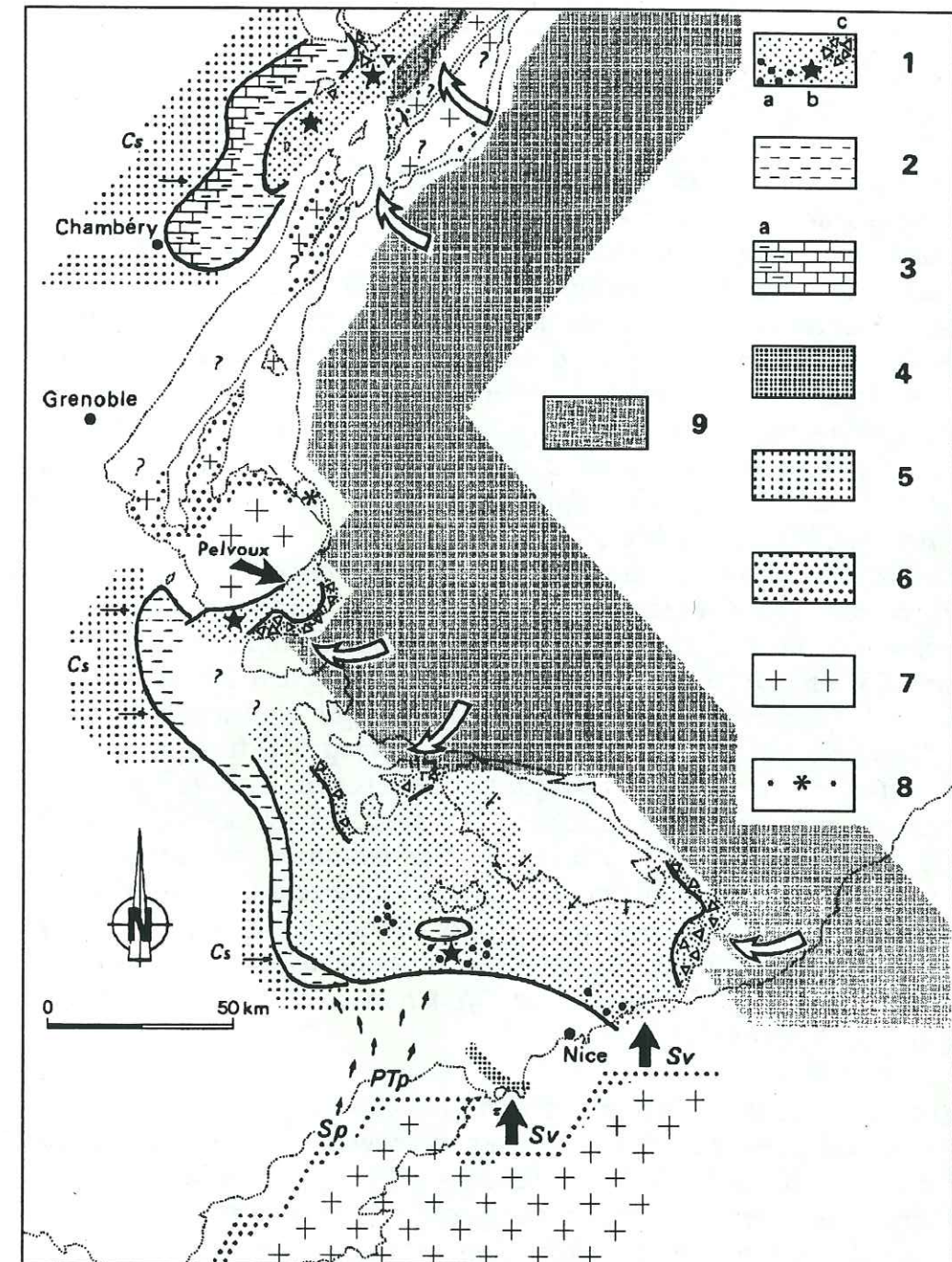


Fig. 87. - Comblement final des bassins et sous-bassins paléogènes.

A. Paléofaciès nummulitiques : 1. Complexes détritiques terminaux (a. avec galets de roches endogènes provenant des socles de la zone alpine externe et de son avant-pays, b. olistostromes sommitaux) ; 2. Marnes et lithofaciès assimilés ; 3. Calcaires détritiques de plate-forme (a).

B. Provinces distributives : 4. Paléogène infra-nummulitique (*Ep*) ; 5. Crétacé subalpin (*Cs*) ; 6. Tégument carbonifère et permotriasique des massifs cristallins externes et des socles de l'avant-pays alpin (*PTp* = Permo-Trias provençal) ; 7. Socles migmatitiques et granitiques de la zone alpine externe et de son avant-pays (*Sv* = Socle védiantien, *Sp* = Socle provençal) ; 8. Cordillères médio-alpines ; 9. Nappes penniques intégrant les flyschs allochtones d'âge crétacé supérieur, paléocène et éocène inférieur. Les flèches symbolisent la provenance des apports terrigènes.

A. Paléofaciès nummulitiques : 1. Complexes détritiques terminaux (a. avec galets de roches endogènes provenant des socles de la zone alpine externe et de son avant-pays, b. olistostromes sommitaux, c. olistostromes sommitaux) ; 2. Marnes et lithofaciès assimilés ; 3. Calcaires marneux de plate-forme (a).

B. Provinces distributives : 4. Paléogène infra-nummulitique (*Ep*) ; 5. Crétacé subalpin (*Cs*) ; 6. Tégument carbonifère et permotriasique des massifs cristallins externes et des socles de l'avant-pays alpin (*PTp* = Permo-Trias provençal) ; 7. Socles migmatitiques et granitiques de la zone alpine externe et de son avant-pays (*Sv* = Socle védiantien, *Sp* = Socle provençal) ; 8. Cordillères médio-alpines ; 9. Nappes penniques intégrant les flyschs allochtones d'âge crétacé supérieur, paléocène et éocène inférieur. Les flèches symbolisent la provenance des apports terrigènes.

terrigène. Ce volcanisme, développé au sein même des bassins sédimentaires, dans leur partie tout à fait externe, croît en importance du Sud au Nord de la chaîne. Il intervient alors que les substructures, puis les superstructures de la zone alpine externe sont soumises à d'importants raccourcissements et pose, comme l'ensemble du magmatisme calco-alcalin paléogène alpin, un problème d'interprétation en termes de tectonique globale.

Parmi les matériaux penniques remaniés dans les bassins paléogènes, les nappes de flyschs allochtones tiennent un rôle tout particulier. Ces flyschs datent surtout du Crétacé supérieur, mais débordent également dans le Paléocène, l'Éocène inférieur et moyen en Ligurie et dans les Préalpes. Beaucoup sont à Helminthoïdes, d'autres tel le flysch valaisan non. Leur apparition marque le début de la phase de fermeture de la branche ligure de l'océan téthysien intervenue à partir de -100 millions d'années. Compte tenu de leur étalement dans le temps au-delà de la limite Mésozoïque - Cénozoïque et de l'âge également éocène inférieur à moyen des premiers dépôts du cycle sédimentaire paléogène dans le Subbriançonnais ou même dans le domaine externe, il semble logique de considérer l'ensemble des flyschs alpins crétacés et tertiaires comme des formations synorogéniques, génétiquement liées.

Ces flyschs se remaniant les uns les autres depuis l'apparition, à l'Albien terminal, des premières déformations progressives qui affectent les Internides, puis les Externides de la future chaîne, obéissent à un même processus géodynamique. La mise en place de leurs bassins respectifs est fonction du degré de rapprochement des plaques européenne et africaine et de la position de leur zone de suture qui commandent les phénomènes de subsidence "forcée". D'abord alimentés en matériaux terrigènes par l'apparition de bombements lithosphériques périphériques rajeunissant des reliefs bordiers externes sédimentaires et cristallins sur lesquels mordent les fronts de transgression et se déplacent les lignes de rivages, les aires de sédimentation sont ensuite comblées par les matériaux issus du démantèlement de flyschs antérieurs déposés dans des bassins également convergents, plus internes ou plus méridionaux, expulsés et translatés vers l'avant-pays orogénique par coulissement et chevauchement. Les zones de subsidence migrent ainsi vers les Externides en fonction de la cinématique des plaques lithosphériques qui s'affrontent.

Les bassins de flyschs alpins initiés dans un contexte lithosphérique convergent sont structurellement indépendants des domaines paléogéographiques antérieurs apparus en divergence au cours de la période d'expansion océanique téthysienne. Il s'agit de bassins de flyschs situés au front de chevauchements crustaux actifs. Les flyschs allochtones, notamment, ne doivent pas être systématiquement considérés comme ultrabriançonnais, piémontais, voire austro-alpins, leur patrie étant à rechercher à l'avant des zones orogéniques soumises aux plus forts raccourcissements lors de leur dépôt.

Les chevauchements crustaux actifs, constitués de matériaux pré-orogéniques, vont ainsi incorporer progressivement des formations sédimentaires à dominante détritique synorogéniques au fur et à mesure de leur avancée en direction de l'avant-pays.

Ce modèle lie intimement dans les Alpes occidentales la sédimentation et la déformation progressive des flyschs allochtones crétacés, des flyschs paléogènes externes et des molasse péri-alpines néogènes.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.



Extrait du "Dialogorum libri septem adversos haereticos"
de GUILLAUME D'OCCAM, 1494, modifié 1989...
(BM - NICE Inc. 329)

- AITKEN M.J., THOMPSON J., FLEMING S.J. (1968). - Pre-dose effects in thermoluminescence and in luminescence during irradiation. *Proc. 2nd intern. Confer. Luminescence Dosimetry*, U.S. Atom. Energy Comm., Conf. 680920.
- AITKEN M. J., ZIMMERMAN D.W. et FLEMING S.J. (1968). - Thermoluminescent dating of ancient pottery. *Nature*, 219, p. 442.
- ALBISSIN M. d'. (1963). - Les traces de la déformation dans les roches calcaires. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. V, pp. 121-140.
- ALBISSIN M. d'. (1968). - Données de la luminescence dans l'analyse de la déformation des roches. *Rev. Industr. Minér.*, n° spéc., pp. 1-9.
- ALBISSIN-CHAYE M. d' , BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.-M., DELTEIL J., POLVECHE J. et REMOND G. (1970). - Normalisation des courbes de thermoluminescence en vue de leur utilisation dans les études lithostratigraphiques. *Coll. Méthodes et Tendances de la Stratigraphie*, Orsay, 1970.
- ALBISSIN M. d', FORNACA-RINALDI G. et TONGIORGI E. (1962). - Modifications apportées aux roches calcaires par une pression orogénique. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 254, pp. 2804-2806.
- ALLEGRE C.J., HAMET J. et JAVOY M. (1968). - Étude des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du massif granitique du Follat et de ses filons : Datation et Petrogenèse. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 266, sér. D, pp. 2180-2183.
- AMBERGER G. (1960). - L'Autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles-Rouges. *Thèse*, Genève.
- ANDERSON E.M. (1951). - The dynamics of faulting. *Oliver and Boyd Ed.*, Édimbourg et Londres.
- ANGINO E.E. (1959). - Some effects of pressure on the thermoluminescence of limestone. *J. Geoph. Research.*, 64, n°10, pp. 1638-1640.
- ANTOINE P. (1965). - Sur l'existence du Crétacé supérieur daté dans la nappe des Brèches de Tarentaise au Nord des Chapieux (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 261, pp. 3640-3642.
- ANTOINE P. (1971). - La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. *Mém. Lab. Géol. Grenoble*, n° 9, 367 p.
- ANTOINE P. (1972). - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). *Géol. Alpine*, t. 48, pp. 5-40.
- ANTOINE P. et BARBIER R. (1978). - La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au Sud de Moûtiers (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 286, pp. 1849-1851.
- ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.-C. et DEBELMAS J. (1980). - Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 290, sér. D, pp. 1451-1453.
- ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C. et GIDON M. (1978). - Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 286, sér. D, pp. 1451-1453.
- ANTOINE P., PAIRIS J.-L. et PAIRIS B. (1975). - Quelques observations nouvelles sur la structure de la couverture sédimentaire interne du massif du Mont-Blanc, entre le col Ferret (frontière italo-suisse) et la Tête des Fours (Savoie, France). *Géol. Alpine*, t. 51, pp. 5-23.
- APRAHAMIAN J. (1968). - Étude géologique des montagnes du Beaumont et de La Salette (Isère). *Thèse 3^e Cycle*, Grenoble, 108 p.
- APRAHAMIAN J. (1974). - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). *Géol. Alpine*, t. 50, pp. 5-15.
- APRAHAMIAN J. et GIBERGY P. (1966). - Présence de débris d'ignimbrites dans les grès permians des Rouchoux (bordure sud-ouest du Pelvoux, Isère). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 262, p. 1505.
- APRAHAMIAN J. et PAIRIS J.-L. (1981). - Very low grade metamorphism with a reverse gradient induced by an overthrust in Haute-Savoie (France), in : *Thrust and Nappe Tectonics*, The Geological Society of London, pp. 159-165.
- ARNOLD G.W., Jr. (1960). - Defects in natural and synthetic quartz. *Symp. on Defect Structure of Quartz and Glassy silica*, Pittsburg, 1957. *J. Phys. Chem. Solids*, Pergamon Press, vol. 13, pp. 306-320.
- AYRTON S. (1980). - La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 73/1, pp. 137-172.
- BAGGIO P., FERRARA G. et MALARODA R. (1967). - Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont Blanc Tunnel. *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, pp. 193-212.
- BAHL O.P. et THOMAS J.-M. (1967). - Dislocations and the λ - transition in sodium nitrate. *J. mater. Sc. Let.*, vol. 2, pp. 500-502.
- BALITSKII V.S., LYSKOV V.S. et SEREBRENNIKOV A.I. (1971). - Effect of physicochemical synthesis conditions on the character of the thermoluminescence of quartz crystals. *Geokhimiya*, t. 9, pp. 1144-1149.
- BARBIER R. (1943). - L'âge du Flysch des Aiguilles d'Arves et du Grès d'Annot. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 214-216.
- BARBIER R. (1948). - Les zones ultra-dauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mem. Serv. Carte géol. France*, Paris, 291 p.
- BARBIER R. (1953). - Stratigraphie et tectonique du Flysch des Aiguilles d'Arves, entre l'Arc et ces aiguilles. *C. R. somm. Soc. géol. France*, pp. 89-90.
- BARBIER R. (1956). - L'importance de la tectonique "anténommulitique" dans la zone ultra-dauphinoise au N du Pelvoux : la chaîne arvinche. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. VI, n° 4-5, pp. 355-370.

- BARBIER R. et BARFETY J.-C. (1972). - Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification (feuilles Saint-Jean-de-Maurienne et La Grave au 1/50 000). *Géol. Alpine*, t. 48, fasc. 2, pp. 151-158.
- BARBIER R., BLOCH J.-P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. et LEMOINE M. (1963). - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, 1960-63, t. II, pp. 331-377.
- BARBIER R. et TRUMPY R. (1955). - Sur l'âge du Flysch de la zone des Brèches de Tarentaise. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. V, pp. 207-216.
- BARBIERI A. (1970). - Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Écrins-Pelvoux. Les granites. Aperçu sur la géochronologie du massif. *Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 117 p.
- BARD J.-P. et CARUBA C. (1983). - Mise au point sur l'application du concept de socle-couverture dans le massif des Maures-Tanneron : une nouvelle interprétation des orthogneiss cillés dans ce segment varisque du Sud de la France. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 296, sér. II, pp. 1341-1344.
- BARFETY J.-C. (1976). - Données nouvelles sur les traits fondamentaux de la structure de la zone dauphinoise au nord du massif du Pelvoux. *C. R. Ac. Sc.*, t. 283, sér. D, pp. 889-892.
- BARFETY J.-C., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., GIDON M., PECHER A., ROUX M. et BOURSEAU J.-P. (1986). Les terrains sédimentaires du Mont-Pelvoux (zone dauphinoise, Alpes occidentales françaises) : nature, âge et implications paléostratigraphiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 303, sér. II, pp. 491-494.
- BARLIER J. (1974). - Recherches paléothermométriques dans le domaine des Terres Noires subalpines méridionales. *Thèse 3^e cycle*, Orsay, 98 p.
- BARLIER J., RAGOT J.-P. et TOURAY J.-C. (1974). - L'évolution des Terres Noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées. *Bull. BRGM*, (2), section II, n° 6, pp. 533-548.
- BARLIER J., TOURAY J.-C. et GUILHAUMOU N. (1973). - Des témoins d'une genèse d'hydrocarbures liquides et gazeux inclus dans des quartz en gisement dans la nappe de l'Autapie (Alpes de Haute Provence), *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 277, sér. D, pp. 2297-2300.
- BARRIERE M. (1976). - Architecture et dynamique du complexe éruptif centré de Ploumanac'h. *Bull. BRGM*, section 1, n° 3, pp. 247-295.
- BARTOLI F., PECHER A. et VIALON P. (1974). - Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie nord du Haut-Dauphiné cristallin). *Géol. Alpine*, t. 50, pp. 17-26.
- BAUBRON J.-C. (1974). - Étude de l'évolution magmatique des formations calco-alcalines tertiaires de Provence et de Haute-Provence par la géochimie du Rubidium et du Strontium. *Rapport BRGM*, n° 74 SGN 003 LAB, 37 p.
- BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G. et al. (1987). - Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 305, sér. II, pp. 1461-1470.
- BEACH A. (1981). - Thrust structures in the eastern Dauphinois zone (French Alps). North of the Pelvoux massif. *J. Struct. Geol.*, vol. 3, n° 3.
- BELLAI P. (1957). - Le volcanisme nummulitique du Champsaur. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 245, p. 2515.
- BELLIÈRE J. (1958). - Contribution à l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. Belg.*, 1.
- BELLON H. (1976). - Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. *Thèse d'État*, Orsay, 367 p.
- BENZECRI J.-P. (1973). - L'analyse des données. Tome 2 : L'analyse des correspondances. *Dunod Éd.*, Paris.
- BERNARD D., GRATIER J.-P. et PECHER A. (1977). - Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux synkinématiques à un problème tectonique. *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, pp. 284-288.
- BERTRAND J. (1970). - Étude pétrographique des ophiolites et des granites du Flysch des Gêts (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève*, 23, pp. 279-542.
- BERTRAND L. (1896). - Étude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XI, n° 56.
- BERTRAND L. (1936). - Sur l'âge des Grès d'Annot dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 73.
- BESSON L., DERES F. et PAIRIS J.-L. (1972). - Âge des "Grès d'Annot" au Nord de la localité type (Alpes-de-Haute-Provence). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 275, sér. D, pp. 2603-2606.
- BETTINALI C., FERRARESSO G. et MANCONI J.W. (1969). - Thermoluminescence of ZrO_2 . *J. Chem. Phys.*, 50, 9, pp. 3957-3961.
- BEUF S. (1959). - Contribution à l'étude géologique du massif de Soleil Boeuf. *Diplôme E.N.S.P.M.*, Grenoble, 62 p.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B. et GUBLER Y. (1961). Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Hautes-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, t. 37, pp. 143-152.
- BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.-M., DUEE G., MASCLE G. et TRUILLET R. (1969). Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI, pp. 307-322.
- BIJU-DUVAL J. (1953). - Description géologique du synclinal de Saint-Antonin et du Dôme d'Amirat (Alpes-Maritimes). *DES*, Paris.
- BLASI A. (1971). - Genesi dei noduli a sillimanite nelle anatesiti del Mt Pelago (Alpi Marittime) in rapporto ai fenomeni di metamorfismo, piegamento e granitizzazione. *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. X, pp. 167-190.
- BLONDEAU A. (1972). - Les Nummulites. *Vuibert Éd.*, Paris, 256 p.
- BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M. et NEUMANN M. (1968). - Répartition stratigraphique des grands Foraminifères de l'Éocène dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes et les Basses-Alpes. *Mém. BRGM*, n° 58, pp. 11-26.
- BLONDEAU A., BORDET P. et GINSBURG L. (1969). - Observations nouvelles sur l'Éocène marin de la région de Vence (Alpes-Maritimes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 114.
- BOCCALETTI M. et GUAZZONE G. (1970). - La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Apennino Settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale. *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. IX, pp. 177-195.
- BOCQUET J. (1966). - Le delta miocène de Voreppe. Étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 42, pp. 53-75.
- BOCQUET J. (1971). - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Ecl. Geol. Helv.*, 64, pp. 71-103.
- BOCQUET J. (1974). - Études minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse d'État*, Grenoble, 1 vol., 489 p.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974). - K-Ar and Rb-Sr Dating of Blue Amphiboles, Micas and associated minerals from the Western Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 47, pp. 7-26.
- BODELLE J. (1971). - Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane. *Thèse d'État*, Nice, 2 vol., 582 p.
- BOGDANOFF S. (1980). - Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). *Thèse d'État*, Orsay, 316 p.
- BOGDANOFF S. et PLOQUIN A. (1980). - Les gneiss et migmatites du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes) : apport de deux coupes géochimiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, n° 3, pp. 353-358.
- BORDET C. (1961). - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). *Mém. Carte géol. France*, Paris, 218 p.
- BORDET P. (1949). - Sur l'allure des plis de couverture du sud-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, p. 408.
- BORDET P. (1950). - Le dôme permien de Barrot et son auréole de terrains secondaires. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVIII, n° 228, pp. 51-89.
- BORDET P. (1951). - Étude géologique et pétrographique de l'Esterel. *Mém. Carte géol. France*, Paris, 207 p.
- BORDET P. (1957). - Géologie de la partie centrale du massif des Maures. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 54, pp. 89-101.
- BORDET P. (1961). - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (feuilles Domène et Vizille au 1/50.000). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 59, n° 269, pp. 239-250.
- BORDET P. (1961). - Particularités géologiques du "synclinal médian" dans le Sud du massif des Grandes Rousses. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 2, pp. 44-45.
- BORDET P. et BORDET C. (1952). - Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 234, p. 1187.
- BORDET P. et BORDET C. (1960-63). - Belledonne, Grandes Rousses et Aiguilles Rouges-Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, 1960-63, t. II, pp. 311-316.
- BORSI B., FERRARA G. et TONGIORGI E. (1966). - Rb/Sr and K/Ar Ages of intrusive rocks of Adamello and M. Sabion (Trentino, Italy). *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol. I, pp. 55-57.
- BOSSIÈRE G. et RAYMOND D. (1972). - Sur l'âge probablement anté-Llanvirn du métamorphisme des schistes satinés au Nord de la Grande Kabylie (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 275, pp. 641-644.
- BOUCARUT M. (1967). - Structure du granite de l'Argentera et style tectonique de l'ensemble de ce massif. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 264, sér. D, pp. 1573-1576.
- BOUCARUT M. (1971). - Étude volcanologique et géologique de l'Esterel (Var, France). *Thèse d'État*, Nice, 2 vol., 487 p.
- BOUCARUT M. et BODELLE J. (1969). - Les conglomérats du synclinal de St. Antonin. Étude pétrographique des galets de roches métamorphiques et éruptives. Conséquences paléogéographiques. *Bull. BRGM*, (2), sect. I, n° 3, pp. 57-75.
- BOUILLIN J.-P. (1971). - Découverte de Mésozoïque épimétamorphique au Nord-Est d'El Milia (Petite Kabylie) ; la fenêtre des Beni Toufout. *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, pp. 115-116.
- BOUILLIN J.-P. (1982). - Mise en évidence d'un important accident blastomylonitique dans le Nord de la Petite Kabylie (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 294, sér. II, pp. 1233-1236.
- BOUMA A.H. (1958). - Flysch Oligocène de Peira-Cava (Alpes-Maritimes). *V^e Congr. Intern. Sédim.*, Genève et Lausanne, *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 51, n° 3, pp. 893-900.
- BOURBON M., CARON J.-M., GRACIANSKY P. CH. DE, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER D. (1977). - Mesozoic evolution of the Western Alps : birth and development of part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin. *Int. Symp. Split., Technip Éd.*, Paris, pp. 19-34.
- BOURBON M. (1980). - Évolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique. La zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Éocène inférieur. *Thèse d'État*, Strasbourg, 580 p.
- BOURCART J. (1960). - Sur le conglomérat de Roquebrune. *C. R. somm. Soc. géol. France*, pp. 200-202.

- BOUSSAC J. (1911). - Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris.
- BOUSSAC J. (1912). - Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris, 662 p.
- BRAVARD C. (1982). - Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. *Géol. Alpine*, t. 58, pp. 5-13.
- BRAVARD C. (1983). - Les structures à vergence Est de la zone des Aiguilles d'Arves (Savoie). *Géol. Alpine*, t. 59, pp. 33-43.
- BRAVARD C. (1983). - Précisions sur l'âge et les caractères de la tectonique du soubassement du flysch des Aiguilles d'Arves. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 297, sér. II, pp. 285-288.
- BRAVARD C. et GIDON M. (1979). - La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géol. Alpine*, t. 55, pp. 23-33.
- BRAVARD C., KERCKHOVE C. et BARBIER R. (1981). - Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 292, sér. II, pp. 531-534.
- BRETON J.-P. (1972). - Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenaz (Haute-Savoie). *Thèse 3^e Cycle*, Orsay, 73 p.
- BROQUET P. (1968). - Étude géologique de la région des Madonies (Sicile). *Thèse d'État*, Lille, 797 p.
- BROQUET P. (1972). - Étude géologique de la région des Madonies (Sicile) (Sédimentologie et Tectonique). *Geol. Rom.*, 11, pp. 1-114.
- BROQUET P. et CHARLET J.-M. (1965). - Utilisation de la thermoluminescence naturelle des quartz et des feldspaths détritiques dans l'étude de quelques formations sédimentaires siciliennes. *Ann. soc. géol. Nord*, t. 85, pp. 79-96.
- BUFFIERE J.-M. (1964). - Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif du Rochail (secteur nord-ouest du Massif du Pelvoux, Isère). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 40, pp. 45-79.
- BULARD P.-F., CHAMAGNE B., DARDEAU G., DELTEIL J., GIOAN P., IVALDI J.-P., LAVAL F., PEREZ J.-L. et POLVECHE J. (1975). - Sur la genèse et les structures de l'Arc de Nice. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVII, n° 6, pp. 939-944.
- CABY R. (1973). - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. France*, t. XV, n° 5-6, pp. 624-634.
- CABY R. (1982). - Idées nouvelles sur la tectonique tangentielle profonde d'âge alpin en Grande Kabylie. *9^e RAST*, Paris, p. 105.
- CABY R., KIENAST J.-R. et SALIOT P. (1978). - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XX, fasc. 4, pp. 307-322.
- CAIRE A. et COIFFAIT P.E. (1970). - Les dragées de quartz du flysch numidien viennent de la Province sarde et non pas de la Province saharienne. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 270, sér. D, pp. 3181-3183.
- CAMPBELL A.S. et FYFE W.S. (1965). - Analcime-albite equilibria. *Am. J. Sci.*, 263, pp. 807-816.
- CAMPREDON R. (1972). - Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. *Thèse d'État*, Nice, 2 vol., 539 p.
- CAMPREDON R. (1977). - Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. *Mém. h.s. Soc. géol. France*, n° 9, 198 p.
- CAMPREDON R., BLONDEAU A. et LE CALVEZ Y. (1966). - Précisions sur l'âge de la série tertiaire du synclinal de Contes (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 263, sér. D, pp. 1040-1043.
- CAMPREDON R. et PORTHULT B. (1971). - Sur la présence de Maestrichtien dans l'autochtone des Alpes-Maritimes franco-italiennes. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 272, sér. D, pp. 1580-1582.
- CARME F. (1965). - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins antéhouillers du Taillefer (chaîne de Belledonne, Alpes Françaises). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 260, pp. 6656-6659.
- CARME F. (1970). - Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse antéhercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 271, sér. D, pp. 1733-1736.
- CARME F. (1978). - Les granitoïdes à affinité monzonitique du complexe granitique de Saint-Colomban (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales). Étude géochimique et essai d'interprétation génétique. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 286, sér. D, pp. 1233-1235.
- CARON C., CHAROLLAIS J. et ROSSET J. (1967). - Éléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippen des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Géol. Alpine*, t. 43, pp. 47-62.
- CARON C. et WEIDMANN M. (1967). - Sur les flyschs de la région des Gets (Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 60, pp. 357-398.
- CARON J.-M. (1977). - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Thèse d'État*, Strasbourg, *Mém. Inst. Géol. Univ. Louis Pasteur*, n° 48, 326 p.
- CARON J.-M. (1979). - Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 72, 2, pp. 497-507.

- CARUBA C. (1983). - Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France) : Comparaison avec les segments varisques voisins et essais d'interprétation géotectonique. *Thèse d'État*, Nice, 359 p.
- CAVELIER C. et POMEROL C. (1986). - Stratigraphy of the Paleogene. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, pp. 255-265.
- CAZES P. (1970). - Application de l'analyse des données au traitement de problèmes géologiques. *Thèse 3^e cycle*, Paris.
- CAZES P., DELTEIL J. et WALTER D. (1975). - Apport de l'analyse des données à l'étude de la thermoluminescence naturelle des quartz d'origine sédimentaire. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XVII, fasc. 5, pp. 457-474.
- CHARLET J.-M. (1966). - La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques. Application à l'étude des séries sédimentaires détritiques ; intérêt dans la datation des granites. *Thèse Doct. Sc.*, Mons, 1966. *Bull. BRGM*, (2), section II, n°2, pp. 51-97 et 3, pp. 11-60, 1969.
- CHARLET J.-M. (1969). - Utilisation des courbes de thermoluminescence artificielle dans l'étude des séries sédimentaires détritiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI, pp. 287-297.
- CHARLET J.-M., DELTEIL J. et DUPLAIX S. (1969). - Données minéralogiques sur les séries détritiques du Tell oranais (Algérie). *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, p. 107.
- CHARLET J.-M. (1970). - Le photomètre de microthermoluminescence, son intérêt dans les applications de la TL à la Géologie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XC, 1, pp. 23-31.
- CHARLET J.-M. et WATERLOT M. (1969). - La thermoluminescence utilisée dans l'étude de quelques sédiments quartzo-feldspathiques du Paléozoïque des Pyrénées centrales. *Bull. Soc. géol. France*, t. XI, pp. 298-306.
- CHAROLLAIS J.-J. (1963). - Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie). *Arch. Sci. Genève*, vol. 15, fasc. 4, pp. 631-733.
- CHAROLLAIS J., HOCHULI P.A., OERTLI H.J., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., RÖGL F. et PAIRIS J.-L. (1980). - Les marnes à Foraminifères et les schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 73/1, pp. 9-69.
- CHAROLLAIS J., JAN DU CHENE R., LOMBARD A. et VAN STUIJVENBERG J. (1975). - Contribution à l'étude des flyschs des environs de Bonneville (Haute-Savoie, France). *Géol. Alpine*, t. 51, pp. 25-34.
- CHAUVEAU J.-C. et LEMOINE M. (1961). - Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord) (Feuille Digne au 1/50.000). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 58, n° 264, pp. 147-178.
- CHEN R. (1969). - On the calculation of activation energies and frequency factors from glow curves. *J. Appl. Phys.*, 40, pp. 570-585.
- CHESSEX R. (1962). - Application de la thermoluminescence à la Géologie. *Bull. Soc. Vaudoise Sci. nat.*, 68, fasc. I, n° 306, pp. 1-13.
- CLAUZON G. (1975). - La genèse des brèches messiniennes du Midi méditerranéen français. IX^e Congr. Intern. Sédim., Nice, *Sedim-Nice Éd.*, thème 4, pp. 41-48.
- CLAUZON G. (1978). - The Messinian Var Canyon (Provence, Southern France). Paléogéographic implications. *Marine Geology*, vol. 27, n° 314, pp. 231-246.
- COGNE J., GEZE B., GOGUEL J., GROlier J., LETOURNEUR J., PELLET J., ROTHE J. et SITTler C. (1966). - Les "rifts" et les failles de décrochement en France. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. VIII, fasc. 2, pp. 123-131.
- COHEN S. et PRIQUELER M. (1963). - Effets de traitements thermiques prolongés sur la thermoluminescence et la coloration de la silice vitreuse dopée à l'aluminium et irradiée aux RX. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 257, pp. 1469-1472.
- COIFFAIT P.E. (1972). - Nouvelles données sur la thermoluminescence naturelle (TLN) des sédiments oligo-miocènes de Tunisie. *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, pp. 79-82.
- COLLET L. W. (1943). - La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. Carte géol. Suisse*, Nlle. sér., livr. 79.
- COLLOT B. (1981). - Le granite albitique hyperalcalin de Bokan Mountain (S.E. Alaska) et ses minéralisations U-Th. Sa place dans la cordillère canadienne. *Thèse 3^e cycle*, Montpellier, 238 p.
- COLOMBO E. (1966). - Étude géologique de l'arc de Nice entre Drap et Sainte-Agnès (Alpes-Maritimes). *Thèse 3^e cycle*, Besançon, n° 43, 122 p.
- COMPAGNONI R., ELTER G., STURANI C. (1964). - Segnalazione di Albiano fossilifero nel tratto valdostano della zona delfinese helvetica. *Acad. Naz. Lincei*, S. VIII, vol. XXXVI, fasc. 3, pp. 2-5.
- COMPAGNONI R., LOMBARDO B. et PRATO R. (1974). - Andalousite et sillimanite aux contacts du granite central de l'Argentera (Alpes-Maritimes). *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, vol. XXX, (1), pp. 31-54.
- COMPAGNONI R. et MAFFEO B. (1973). - Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrene Area (Sesia-Lanzo zone, Western Italian Alps). *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*, 53, 3, pp. 355-378.
- COOMBS D.S. (1961). - Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian J. Sci.*, 24, pp. 203-215.
- CORSIN P. et AREVIAN A. (1956). - Sur la présence du Permien inférieur à plantes dans le vallon de Roya, près de Saint-Étienne-de-Tinée. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 243, pp. 1776-1778.
- CORSIN P. et FAURE-MURET A. (1946). - Découverte d'une flore stéphanienne au cirque de Férisson près de Saint-Martin-Vésubie (Alpes-Maritimes). *C. R. somm. Soc. géol. France*, pp. 246-248.
- COULON C. (1977). - Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. *Thèse d'État*, Aix-Marseille III, 2 vol., 288 p. et 70 p.

- CREMER M. et RAVENNE C. (1981). - Série des "Grès d'Annot". Rapport de fin de mission. Premiers résultats *Rapport I. F. P.*, n° 28915, 51 p.
- CREVOLA G. (1977). - Étude pétrographique et structurale de la partie orientale du massif du Tanneron (Provence cristalline). *Thèse 3^e cycle*, Nice, 355 p.
- CREVOLA G. et SEYLER M. (1982). - Observations sur la structure de la partie orientale du socle provençal. 9^e RAST, Paris, p. 170.
- CURIE M. (1946). - Fluorescence et phosphorescence. *Hermann Éd.*, Paris, 211 p.
- CURIE G. et CURIE D. (1955). - Sur la détermination des profondeurs de pièges à électrons par thermoluminescence. *J. Phys. Rad.*, 16, pp. 199-205.
- CURIE D. (1960). - Luminescence cristalline. *Dunod Éd.*, Paris, 209 p.
- DAL PIAZ G. (1928). - Geologia della catena Herbetet - Grivola - Grand Nomenon. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, vol. VII, 83 p.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. (1972). - La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interni. *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. XI, pp. 433-460.
- DANIELS F., BOYD C. et SAUNDERS D.F. (1953). - Thermoluminescence as a research tool. *Science*, 117, pp. 343-348.
- DARDEAU G. (1983). - Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 391 p.
- DEB S. (1936). - Études sur les conditions de dépôt de la série des Grès d'Annot dans les Alpes-Maritimes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 28-30.
- DEB S. (1938). - Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Nlle sér., t. XVI, n° 36, 114 p.
- DEBELMAS J. (1953). - Schéma structural du Bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. 3, pp. 123-131.
- DEBELMAS J. (1955). - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Carte géol. France*, Paris, 171 p.
- DEBELMAS J. (1963). - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, pp. 125-171.
- DEBELMAS J. (1970). - Alpes (Savoie et Dauphiné). Guides géologiques régionaux, *Masson Éd.*, Paris, 213 p.
- DEBELMAS J. (1972). - À propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'arc alpine-apenninique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XIV, fasc. 3, pp. 229-244.
- DEBELMAS J. (1975). - Les Alpes et la théorie des plaques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XVII, fasc. 3, pp. 195-208.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1988). - Le détritisme paléogène en tant que marqueur de l'orogène médio-alpin dans les Alpes internes françaises et leurs confins italo-suisses. *Coll. A.G.S.E. : "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Chambéry, 1987, *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 14, pp. 143-153.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964). - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *L'Information Scientifique*, n° 1, pp. 1-33.
- DEBELMAS J. et USELLE J.-P. (1966). - La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre. *Bull. Soc. géol. France*, (7), VIII, pp. 337-343.
- DEBENEDETTI A. (1958). - On the mechanical activation of thermoluminescence in calcite. *Nuovo Cimento*, sér. 10, vol. VII, n°2, pp. 251-254.
- DEHARVENG L., PERRIAUX J. et RAVENNE C. (1987). - Sédimentologie du flysch des Aiguilles d'Arves (Alpes françaises). *Coll. A.G.S.E. : "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Grenoble, 1986, *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 13, pp. 329-341.
- DELALOYE M. et DESMONS J. (1976). - K-Ar radiometric ages determination of white micas from the piemont zone-French-Italian western Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, 57, pp. 297-303.
- DELTEIL J. (1974). - Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 294 p.
- DEROULEDE A., KIEFER F., OBEGI P. et TER MINASSIAN L. (1962). - Thermoluminescence of gamma-irradiated crystalline quartz. *Proc. Symp. on Radiation Chemistry*, Tihany, pp. 413-419.
- DERCOURT J. (1970). - L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XII, pp. 261-317.
- DERCOURT J. et al. (1985). - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000^e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. I, pp. 637-652.
- DERIBERE M. (1938). - Curieux phénomènes de luminescence dans des Belemnites du Lias de Vendée. *C. R. somm. Soc. géol. France*, p. 44.
- DERIBERE M. (1938). - Les minéraux luminescents : les calcaires. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 62, 1938-1939, pp. 156-162.
- DETRAZ H., MULLER A., MULLER D. et VILLARS F. (1986). - Précisions stratigraphiques et sédimentologiques de la chaîne des Aravis. Haute-Savoie, France (Domaine delphino-helvétique). *Arch. Sci. phys. nat.*, Genève, vol. 39, n° 2.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1978). - Les brèches volcaniques du Merdassier (synclinal de Thônes, Haute-Savoie), élément nouveau dans le débat sur l'origine des grès de Taveyenne. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 286, sér. D, pp. 583-585.

- DONDEY D. (1961). - Précisions sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. III, pp. 33-39.
- DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B. et TARDY M. (1982). - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 295, sér. II, pp. 63-68.
- DOUDOUX B., CHAPLET M., TARDY M. (1987). - Les séries marine paléogènes post-lutésiennes du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales). *Coll. A.G.S.E. "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Grenoble, 1986, *Géol. Alpine*, Mémoire h.s. n° 13, pp. 299-312.
- DUBAR M. (1984). - Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, n°5, pp. 971-978.
- DUBOIS P. et UMBACH P. (1974). - À propos du Trias de deux bassins sédimentaires français : le bassin de Paris et le bassin du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVI, n° 6, pp. 696-707.
- DUBOIS R. (1962). - Le Nummulitique du Dévoluy (Hautes-Alpes). Relations avec les régions voisines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. IV, pp. 612-619.
- DUCROZ M. (1962). - Contribution à l'étude du tertiaire du Dévoluy (H-A). Comparaison avec les régions voisines. Étude sommaire de la Montagne d'Aurouze (H-A). *D.E.S.*, Paris, 57 p.
- DUPLAIX S. et GENNESSEAU M. (1966). - Preuves minéralogiques de manifestations volcaniques dès l'Éocène inférieur dans les Alpes-Maritimes. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 262, sér. D, pp. 2424-2426.
- DUPLAIX S. et GENNESSEAU M. (1968). - Les minéraux lourds des formations tertiaires et quaternaires de la région niçoise. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. X, fasc. 4, pp. 353-373.
- DURAND-DELGA M. (1969). - Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie. *Publ. Serv. géol. Algérie*, (Nlle sér.), n° 39, pp. 89-131.
- DURAND-DELGA M., RAOULT J.-F. et VILA J.-M. (1967). - Situation en fenêtre du Secondaire du Djebel Safia (Nord du Constantinois, Algérie). *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 3, pp. 101-103.
- ELTCHANINOFF C., TRIBOULET S. (1980). - Étude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. *Thèse 3^e Cycle*, Paris, 3 vol.
- ELLENBERGER F. (1958). - Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Carte géol. France*, Paris, 561 p.
- ELTER G., ELTER P. (1965). - Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (versante italiano). Note illustrative. *Publication du Centre pour l'étude géologique et pétrographique des Alpes*, XXXV, 53 p.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. et WEIDMANN M. (1966). - Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sc. Genève*, vol. 19, fasc. 3, pp. 279-374.
- ELTER P., GRATZIU C., MARTINI J., MICHELUCCHINI M. et VUAGNAT M. (1969). - Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Petriacola (Apennin) et les grès de Taveyenne des Alpes franco-suisses. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, Nlle Sér., vol. 4, fasc. 2, pp. 150-156.
- EWART A. (1979). - A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In : F. Barker Ed., *Trondhjemites, dacites and related rocks*, Elsevier Ed., Amsterdam, pp. 1-121.
- ERNST W.G. (1971). - Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 34, pp. 43-59.
- ESPITALIE J. et SIGAL J. (1961). - Microstratigraphie des "marnes bleues" des bassins tertiaires des Alpes méridionales. Le genre Caucasina (Foraminifère). *Rev. Micropal.*, Vol. 3, n° 4, pp. 201-206.
- FABRE J. (1958). - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. BRGM*, n° 2, Paris, 315 p.
- FABRE P., MEDUS J. et PAIRIS J.-L. (1986). - Caractérisation de l'Éocène et de l'Oligocène marins dans les chaînes subalpines méridionales à l'ouest de Gap (Hautes-Alpes, France). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 79, 3, pp. 719-730.
- FABRE P. et PAIRIS J.-L. (1984). - Variations de faciès et paléogéographie dans les calcaires nummulitiques des Hautes Alpes. 10^e RAST, Bordeaux, p. 215.
- FAIN J. et MIALLIER D. (1988). - La datation par thermoluminescence. *La Recherche*, vol. 19, n° 201, pp. 910-918.
- FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1947). - Rapports du Nummulitique avec son substratum dans la région de St-Étienne-de-Tinée (A.-M.). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 224, pp. 55-57.
- FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1947). - Sur le Nummulitique de l'Ouest de St-Étienne-de-Tinée (A.-M.). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 224, pp. 132-133.
- FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1949). - Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, pp. 616-619.
- FAURE-MURET A. (1955). - Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Carte géol. France*, Paris, 336 p.
- FAURE-MURET A., ABRARD R. et FALLOT P. (1954). - Observations nouvelles sur le Nummulitique des abords du massif de l'Argentera-Mercantour. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 238, pp. 421-423.
- FAURE-MURET A. et FALLOT P. (1949). - Feuilles de Saint-Étienne-de-Tinée et Saint-Martin-Vésubie au 50.000^e. Observations sur le Nummulitique des abords SO de Saint-Étienne-de-Tinée et du Nord du Tournaiet. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVII, n° 226, pp. 119-131.

- FAURE-MURET A., FALLOT P. et BOLELLI E. (1956). - Sur les accidents alpins de la bordure orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 243, pp. 1813-1817.
- FAURE-MURET A., FALLOT P. et LANTEAUME M. (1957). - Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de La Brigue (H^{te} Roya). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 244, pp. 1977-1982.
- FAVRE A. (1857). - Note sur le terrain houiller et le terrain nummulitique de la Maurienne. *Arch. Sc. phys. et nat.*, Genève, t. X, p. 18.
- FAVRE A. (1867). - Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc, *Masson Éd.*, Paris, 1487 p.
- FENET B. (1975). - Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin : les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 301 p.
- FERRARA G., HIRT B., MARINELLI G. et TONGIORGI E. (1961). - Primi risultati sulla determinazioni con il metodo del rubidio stroncio dell'età di alcuni minerali dell'isola d'Elba. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. LXXX, fasc. 2, pp. 145-150.
- FERRARA G., MALARODA R. (1969). - Radiometric age of granitic rocks from the Argentera Massif (Maritime Alps). *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. LVIII, pp. 311-320.
- FEYS R. (1963). - Étude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). - *Mém. BRGM*, n° 6, Paris, 387 p.
- FISHER R.A. (1953). - Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, sér. A, 217, pp. 295-305.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANCK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. et NIGGLI E. (1974). - Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 2/3, pp. 247-291.
- FONTES J.-C. (1961). - Études géologiques de la région de La Cluse-en-Dévoluy. *DES*, Paris.
- FUTAGAMI T. (1938). - On the thermoluminescence of quartz exposed to X-rays. *Proc. phys. math. Soc. Japan*, 20, pp. 458-466.
- GARLICK G.F. et GIBSON A.F. (1948). - The electron trap mechanism of luminescence in sulphide and silicate phosphors. *Proc. Roy. Soc.*, 60, pp. 574-590.
- GALBIATI B. (1981). - Nuovi dati e considerazioni sull'elemento di Amasco (Alpi Marittime). *Rend. Soc. Geol. Ital.*, vol. 4, pp. 343-345.
- GALBIATI B. (1984). - L'unità di Borghetto ed i suoi legami con quella di Moglio-Testico (Alpi Liguri) : conseguenze paléogéographiques. *Riv. It. Paleont. Strat.*, vol. 90, n° 2, pp. 205-226.
- GALBIATI B., OXILIA M. et SENO S. (1983). - Aspetti stratigrafici e strutturali dell'elemento di Borghetto d'Arrosia (Alpi Marittime). *Riv. It. Paleont. Strat.*, vol. 89, n° 1, pp. 119-134.
- GEZE B. (1960). - Évaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'Arc de Nice. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 250, pp. 1875-1877.
- GEZE B. (1963). - Caractères structuraux de l'arc de Nice. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mém. h.s. Soc. Géol. France*, t. II, pp. 289-300.
- GIANNERINI G. (1980-81). - Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du tertiaire. *Bull. BRGM*, (2), sect. I, n° 1, pp. 43-67.
- GIANNERINI G. et IVALDI J.-P. (1980). - Les formations continentales tertiaires de la bordure de l'Arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var). Nature et origine des sédiments détritiques. *Géol. méditerranéenne*, t. VII, n° 4, pp. 307-316.
- GIBERGY P. (1968). - Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 267, pp. 1251-1254.
- GIDON M. (1962). - La zone briançonnaise en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est. *Mém. Carte géol. France*, Paris, 271 p.
- GIDON M. (1975). - Sur l'allochtonie du "Dôme de Remollon" (Alpes françaises du Sud) et ses conséquences. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 280, sér. D, pp. 2829-2832.
- GIDON M. et PAIRIS J.-L. (1980-81). - Nouvelles données sur la structure des écaïlles de Soleil Bœuf (bordure sud du massif du Pelvoux). *Bull. B.R.G.M.*, sect. I, n°1, pp. 35-41.
- GIDON M., PAIRIS J.-L. et APRAHAMIAN J. (1976). - Le linéament d'Aspres-les-Corps ; sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, sér. D, pp. 271-274.
- GIDON P. (1954). - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire, dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. XXXI, pp. 1-202.
- GIGNOUX M. (1913). - Révision de la feuille de Lyon au 320.000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXII, n° 133.
- GIGNOUX M. (1936). - Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. 6, pp. 425-438.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1929). - Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XV.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1932). - Sur la structure géologique de la base de la nappe de Flysch de l'Embrunais dans la vallée d'Anceille, près de Gap (Hautes-Alpes). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, p. 1202.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1938). - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. 21, 295 p.
- GIGNOUX M., MORET L. et D. SCHNEEGANS (1934). - Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance entre Gap et la frontière italienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XVIII, pp. 5-23.
- GIGOT P., GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1974). - Évolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Éocène. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XVI, n° 2, pp. 128-139.
- GIGOT P., GUBLER Y. et HACCARD D. (1975). - Relation entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension). Exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence. IX^e Congr. Intern. Sédim., Nice, *Sédim-Nice Éd.*, thème 4, pp. 157-162.
- GILLOT-BARBIERI C. (1970). - Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Écrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire. *Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 116 p.
- GINSBURG L. (1959). - Étude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la Basse-Vallée du Var. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LVII, n° 259, pp. 1-38.
- GINSBURG L. et MONGIN D. (1956). - Observations nouvelles sur le Miocène de Vence (Alpes-Maritimes). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 242, p. 3044.
- GINSBURG L. et IRR F. (1988). - Un *Plagiolophus* (Perissodactyla, Mammalia) dans l'Éocène des Alpes-Maritimes, et l'âge de la régression nummulitique à l'Ouest du Var. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, Paris, sér. 4, 10, sect. C, n° 1, pp. 89-102.
- GIRAUD J.-D. (1983). - L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales. *Thèse d'État*, 378 p., Nice.
- GIRAUD J.-D. et TURCO G. (1981). - Contexte tectogénétique du magmatisme calco-alcalin oligocène du Sud-Est français (district liguro-provençal) - modèle de mise en place du volcanisme. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 292, sér. II, pp. 75-78.
- GIRAUD P. (1952). - Les terrains métamorphiques du Massif des Grandes Rousses. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. II, pp. 379-402.
- GLANGEAUD L. (1951). - Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. I, pp. 735-762.
- GLANGEAUD L., AGARATE C., BELLAICHE G. et PAUTOT G. (1965). - Morphotectonique de la terminaison sous-marine orientale des Maures et de l'Esterel. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, T. 261, sér. D, pp. 4795-4798.
- GLANGEAUD L., ALINAT J., POLVECHE J., GUILLAUME A. et LEENHARDT O. (1966). - Grandes structures de la mer ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. VIII, pp. 931-937.
- GOGUEL J. (1936). - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Carte géol. France*, Paris.
- GOGUEL J. (1943). - Les confins du Briançonnais et des Schistes lustrés entre le Guil et le Cristillan. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 44, pp. 213-222.
- GOGUEL J. (1949). - À propos du glissement de la couverture au sud-ouest du massif l'Argentera. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 228, p. 698.
- GOGUEL J. (1950). - La racine de la nappe du Guil et l'éventail briançonnais. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. XX, pp. 289-296.
- GOGUEL J. (1951). - Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. I, pp. 439-451.
- GOSSO G., BRIZIO D., DEREGIBUS C., EUSEBIO A., GALLO M., RATTALINO E., ROSSI F. et TOSETTO S. (1983). - Due cinematiche possibili per la coppia di falde Brianzonese ligure - Flysch ad Elmintoïdi. *Ed. Centro St. Probl. Orogeno Alpi Occ.*, Torino, pp. 1-17.
- GRACIANSKY P.-C. DE, LEMOINE M. et SALIOT P. (1971). - Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 272, sér. D, pp. 3242-3245.
- GRACIANSKY P.-C. DE et LEMOINE M. (1988). - Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps : A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, pp. 733-737.
- GRAHAM R.H. (1978). - Quantitative deformation studies in the Permian rocks of Alpes-Maritimes. *Mém. B.R.G.M.*, n° 91, pp. 219-238.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. et LORENZ C. (1972). - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 158-163.
- GRAS S. (1840). - Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes. Grenoble.
- GRASMÜCK K. (1961). - Die helvetischen Sedimente an Nordostrand des Mont Blanc Massive. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 54, n° 2, pp. 351-450.
- GRATIER J.-P., LEJEUNE B. et VERGNE J.-L. (1973). - Étude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux, depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon (Alpes françaises). *Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 2 vol., 289 p.
- GREBER C. (1965). - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, n° 21, Paris, 380 p.
- GRIGGS D.T. et BLACIC J.D. (1965). - Quartz : anomalous weakening of synthetic crystals. *Sciences*, 147, pp. 292-295.
- GROSSWEINER L.I. (1953). - A note on analysis of first order glow curves. *J. Appl. Phys.*, 21, pp. 1306-1307.
- GUARDIA P. (1975). - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 289 p.

- GUARDIA P. et IVALDI J.-P. (1985). - Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes-Maritimes) : description, genèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud-occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I, n° 3, pp. 353-362.
- GUARDIA P. et IVALDI J.-P. (1987). - Contrôle tectonique de la sédimentation paléogène sur le bord méridional du massif de l'Argentera (Alpes maritimes). *Coll. A.G.S.E. : "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Grenoble, 1986, *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 13, pp. 313-318.
- GUBLER Y. (1958). - Étude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, Flysch "Grès d'Annot". V^e Congr. Intern. Sédim., Genève et Lausanne, *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 51, n° 3, pp. 942-976.
- GUBLER Y., ROSSET J. et SIGAL J. (1961). - L'âge crétacé supérieur des calcaires des "Barricate" et de la série dell'Andelplan (couverture sédimentaire du Mercantour) dans la haute Stura (Italie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 37, pp. 133-142.
- GUEIRARD S. (1957). - Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). *Thèse d'État*, Marseille, 2 vol., 171 p.
- GUEIRARD S., WATERLOT G., GHERZI A. et SAMAT M. (1970). - Sur l'âge llando-vérien supérieur à tarannonien inférieur des schistes à Graptolites du Fenouillet, massif des Maures (Var). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XII, pp. 195-199.
- GUERIN J. (1983). - La thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Application au domaine volcanique français. *Thèse*, Paris VI.
- GUIDE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (1979). - Ouvrage collectif publié sous la direction de H. Hedberg, *Doin Éd.*, Paris, 233 p.
- GUILLAUME A. (1969). - Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. *Thèse d'État, Docum. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 30, 2 vol., 658 p.
- GUILLAUME A. et TOUSSAINT J.-F. (1965). - Précisions stratigraphiques et microstructurales sur le Permien et le Trias basal de la haute vallée de la Roya (massif de l'Argentera, Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 261, pp. 4159-4161.
- GUILLOT P.-L. et CLUZEL D. (1986). - À propos de la schistosité (varisque et/ou alpine) dans le socle du domaine subalpin : l'exemple du massif du Grand Châtelard (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 303, sér. II, pp. 407-412.
- HACCARD D., LORENZ C., et GRANDJACQUET C. (1972). - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol. XI, pp. 309-341.
- HAMET J. et ALLEGRE C.J. (1973). - Datation ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr du massif granitique du Mendic et des porphyroïdes à l'est de la Montagne Noire - un exemple de relation entre pluton et volcans. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 38, pp. 291-298.
- HAMET J. et ALLEGRE C.J. (1976). - Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France) : Application of Rb⁸⁷-Sr⁸⁷ systematics. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 87, pp. 1429-1442.
- HEIM A. (1908). - Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. *Abh. Schweiz. Paläont. Ges.*, 35, 301 p.
- HEMLEY J.J. (1967). - Aqueous Na/K ratios in the system K₂O-Na₂O-Al₂O₃-H₂O. *Abst. Progr. Ann. Meeting Geol. Soc. America*, pp. 94-95.
- HALPERIN A. et BRANER A.A. (1960). - Evaluation of thermal activation energies from glow curves. *Phys. Rev.*, 117, pp. 408-415.
- HARPE P. de la (1877). - Note sur les Nummulites des Alpes occidentales. *Soc. helv. Sc. nat.*, Berne.
- HANDIN J., HIGGS D.V., LEWIS D.R. et WEYL P.K. (1957). - Effects of gamma irradiation on the experimental deformation of calcite and certain rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 68, pp. 1203-1224.
- HAUG E. (1899). - Feuille Gap. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. X, pp. 563-566.
- HINRICHSSEN T. et SCHÜRMANN K. (1969). - Untersuchungen zur stabilität von Pumpellyit. *N. Jb. Miner. Mh.*, pp. 441-445.
- HOBBS B.E., McLAREN A.C. et PATERSON M.S. (1972). - Plasticity of single Crystals of Synthetic Quartz. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, vol. 16, pp. 29-53.
- HOUTERMANS F.G. (1955). - Le applicazioni delle misure si deboli thermoluminescenze alla geologia e alla mineralogia. *I^o Convegno geol. Nud.*, Roma, pp. 9-12.
- HOUTERMANS F.G., JAGER E., SCHÖN M. et STAUFFER H. (1957). - Measurements of thermoluminescence as a medium for the analysis of the thermal and radiation history of natural minerals and rocks. *Ann. Phys. Dtsch.*, 20, pp. 283-292.
- HUNZIKER J.C. (1970). - Polymetamorphism in the Monte Rosa Western Alps. *Eclogæ geol. Helv.*, 63, pp. 151-161.
- HUNZIKER J.C. (1974). - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. XXXI, 55 p.
- IACCONI P. (1979). - Étude et interprétation des propriétés thermoluminescentes des zircons ZrSiO₄ et Zr(SiO₄)_{1-x}OH_{4x} dopés par des éléments trivalents de la série des lanthanides. Rôle du groupement hydroxyl et des inclusions de ZrO₂. *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 179 p.
- IAWORSKY G. (1959). - Une coquille de Chlamys dans les poudingues de Roquebrune - Cap Martin (Alpes-Maritimes). *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 8, pp. 213-214.
- IAWORSKY G. (1961). - Les deux horizons miocènes dans les poudingues marins de Roquebrune. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 253, p. 502.

- ICHIKAWA Y. (1968). - Thermoluminescence of natural quartz irradiated by gamma rays. *Jap. Journ. of appl. phys.*, vol. 7, n° 3, pp. 220-226.
- IIMORI S. et IWASE E. (1935). - Spektrographische untersuchung über die thermolumineszenz des feldspats. *Sci. Papers Inst. phys. chem. Res. Jap.*, 28, pp. 147-151.
- INGLIS I., LEPVRAUD A., MOUSSET E., SALIM A. et VIALLY R. (1981). - Étude sédimentologique des Grès d'Annot (Région de Colmars-les-Alpes et du col de la Cayolle). *Rapport I. F. P.*, n° 29765, 169 p.
- IRR F. (1984). - Bassins niçois et varois in : Synthèse Géologique du Sud-Est de la France, *Mém. BRGM*, n° 125, pp. 499-501.
- IRR F. (1984). - Paléoenvironnement et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléomarge liguro-provençale. *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 464 p.
- IVALDI J.-P. (1971). - Le phénomène de thermoluminescence appliqué à l'étude du flysch "Grès d'Annot" (France). Conséquences paléogéographiques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XIII, fasc. 5, pp. 521-526.
- IVALDI J.-P. (1973). - Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "Grès d'Annot". Origines du matériel détritique. Conséquences paléogéographiques. *Thèse 3^e cycle*, Nice, 1 vol., 162 p.
- IVALDI J.-P. (1974). - Origines du matériel détritique des séries "Grès d'Annot" d'après les données de la thermoluminescence (TLN et TLA). *Géol. Alpine*, t. 50, pp. 75-98.
- IVALDI J.-P. (1975). - Thermoluminescence naturelle et artificielle des Grès du Champsaur (Alpes occidentales). Données préliminaires. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 280, sér. D, pp. 2085-2088.
- IVALDI J.-P. (1977). - Thermoluminescence naturelle et artificielle des séries détritiques du "Permo-Trias" kabyle et du Continental intercalaire saharien (Algérie). Éléments pour une paléogéographie du Numidien. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 284, sér. D, pp. 611-614.
- IVALDI J.-P. (1979). - Nouvelles données sur la thermoluminescence des filons de quartz stériles et sur l'âge de leur formation. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, pp. 457-460.
- IVALDI J.-P. (1979). - La thermoluminescence : phénomène physique, méthodologie, aspects paléogéographiques in : Sédimentation détritique, 3^e cycle romand des Sciences de la Terre, Fribourg, 32 p.
- IVALDI J.-P. (1980). - Analyse par thermoluminescence du Paléogène détritique marin du Champsaur et du Dévoluy (Alpes occidentales). Implications méthodologiques et paléogéographiques. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, (2), vol. XXII, fasc. 2, pp. 109-121.
- IVALDI J.-P. (1987). - Le Paléogène détritique marin du Pays des Arves (Savoie) : analyse par thermoluminescence et paléogéographie. *Coll. A.G.S.E. : "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Grenoble, 1986, *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 13, pp. 343-356.
- IVALDI J.-P. et GUARDIA P. (1986). - Déformation paléogène précoce de la couverture sud-orientale du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 303, sér. II, pp. 1605-1610.
- IVALDI J.-P. et MAZERAN R. (1975). - Réflexions d'ordre méthodologique sur la thermoluminescence du quartz : influence du broyage. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 280, sér. D, pp. 2621-2624.
- IVALDI J.-P. et MAZERAN R. (1976). - Un marqueur du domaine alpin métamorphique : la thermoluminescence du quartz des fentes et filons stériles. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, sér. D, pp. 815-817.
- JAN DU CHENE J., GORIN G. et VAN STUIJVENBERG J. (1975). - Étude géologique et stratigraphique (palynologie et nannoflore calcaire) des Grès des Voirons (Paléogène de Haute-Savoie, France). *Géol. Alpine*, t. 51, pp. 51-78.
- JEAN S. (1985). - Les Grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour. Sédimentologie-Paléogéographie. *Thèse de l'USMG*, Grenoble, 243 p.
- JEAN S., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. et RAVENNE C. (1985). - Un modèle paléogène de bassin à turbidites : les Grès d'Annot du NW du massif de l'Argentera-Mercantour. *Géol. Alpine*, t. 61, pp. 115-143.
- JOHNSON N.M. (1963). - Thermoluminescence in contact metamorphosed limestone. *J. Geol.*, 71, n° 5, pp. 596-616.
- JOLLY P., POTY B., SALIOT P. (1975). - Rapport annuel du CRPG de Nancy, année 1974, *CRPG Nancy*, 101 p.
- JOLLY P., POTY B., SALIOT P. (1976). - Rapport annuel du CRPG de Nancy, année 1975, *CRPG Nancy*, 129 p.
- KEITH M.L. et TUTTLE O.F. (1952). - Significance of variation in the high-low inversion of quartz. *Amer. Journ. Sci.*, Bowen vol., p. 203.
- KELLER P., LAPRAZ D. et IACCONI P. (1971). - Description d'un appareillage destiné à l'étude de la thermoluminescence cristalline entre 20°C et 500°C. *Modern Geol.*, vol. 2, pp. 71-74.
- KERCKHOVE C. (1963). - Présence d'une "pseudo-couverture" du Flysch à Helminthoïdes dans la zone subbriançonnaise des nappes de l'Embrunais-Ubaye. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 257, pp. 1952-1954.
- KERCKHOVE C. (1964). - Mise en évidence d'une série à caractère d'"olistostrome" au sommet des Grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses-Alpes, Alpes-Maritimes, province de Cuneo). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 259, pp. 4742-4745.
- KERCKHOVE C. (1965). - Structure du massif du Pelat et des environs d'Allos. Problèmes de paléogéographie subbriançonnaise au Sud de l'Ubaye (Nappes de l'Ubaye, Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 41, pp. 33-56.
- KERCKHOVE C. (1969). - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Thèse d'État*, Grenoble, *Géol. Alpine*, t. 45, pp. 5-204.
- KERCKHOVE C. (1974). - Notice explicative de la carte géologique Barcelonnette à 1/50.000, *BRGM Éd.*, Orléans, n° 895, 21 p.

- KERCKHOVE C. (1979). - Notice explicative de la carte géologique Gap à 1/250.000, BRGM Éd., Orléans, 46 p.
- KERCKHOVE C., CARON C. et CHAROLLAIS J. (1980). - Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales in : Évolutions géologiques de la France. Colloque C7 du 26ème CGI, Paris, 1980 et Mém. BRGM, n° 107, pp. 234-255.
- KERCKHOVE C., DEBELMAS J. et COCHONAT P. (1978). - Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géol. Alpine*, t. 54, pp. 67-82.
- KERCKHOVE C. et PAIRIS J.-L. (1986). - Dynamique des dépôts du Nummulitique marin dans les zones alpines internes : l'exemple du Flysch subbriançonnais de Saint-Clément (Nappes de l'Embrunais-Ubaye, Haut-Embrunais, Alpes occidentales françaises). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 303, sér. II, pp. 1227-1232.
- KERRICH R. (1976). - Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz. *Contr. Mineral. Petrol.*, 59, pp. 195-202.
- KIENAST J.-R. et VELDE B. (1970). - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 271, sér. D, pp. 637-640.
- KIKUCHI T. (1958). - The thermoluminescence of glasses. *J. Phys. Soc.*, 13, n° 5, pp. 526-531.
- KILLIAN W. (1903). - Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnaises. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 137, pp. 536-537.
- KILLIAN W. (1905). - Présence de nombreuses Orthophragmina de grande taille dans les calcaires éocènes de Montricher-en-Maurienne. *Bull. Soc. géol. France*, (4), t. V, p. 309.
- KILLIAN W. et J. REVIL (1904). - Études géologiques dans les Alpes occidentales. Contribution à la Géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises. T. I : Description orographique et géologique de quelques parties de la Tarentaise, de la Maurienne et du Briançonnais septentrional. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris.
- KILLIAN W. et TERMIER P. (1898). - Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises. *Bull. Soc. géol. France*, (3), t. XXVI, pp. 357-364.
- KINDLER P. (1988). - Les wildflyschs du secteur entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Géol. Alpine, Coll. A.G.S.E. "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Chambéry, 1987, *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 14, pp. 163-168.
- KRASNOBAEV A.A. (1964). - Thermoluminescence des zircons. *Zap. rsesojuzn. mineral.*, Obshch. SSSR, 93, n° 6, pp. 713-720.
- KRUMMENACHER D. (1959). - Le cristallin de la région de Fully. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 39, p. 151.
- KRUMMENACHER D. et EVERNDEN J.-F. (1960). - Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 40, pp. 267-277.
- KUENEN P.H. et MIGLIORINI C.I. (1950). - Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, vol. 58, pp. 91-127.
- KUENEN P.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P. (1957). - Observations sur les flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. VII, pp. 11-26.
- KURTBAS K. (1972). - Les granites de la montagne bourbonnaise, leur évolution pétrographique et géochimique. *Thèse d'État*, Nancy.
- LACOMBE J.-C. (1970). - Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Écrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. *Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 109 p.
- LAEMMLEIN G.G. et KLEVTSOV P.V. (1961). - Relations among the principal thermodynamic parameters in a part of the system H₂O-NaCl. *Geochemistry*, 2, pp. 148-158.
- LANDRY P. (1976). - Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend. *Thèse 3^e Cycle*, Grenoble, 131 p.
- LANDRY P. (1978). - Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc. *Géol. Alpine*, t. 54, pp. 83-112.
- LANTEAUME M. (1958). - Schéma structural des Alpes-Maritimes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. VIII, pp. 651-674.
- LANTEAUME M. (1968). - Contribution à l'étude géologique des Alpes-Maritimes franco-italiennes. *Thèse d'État*, Paris, *Mém. Carte géol. France*, Paris, 405 p.
- LANTEAUME M., BEAUDOUIN B. et CAMPREDON R. (1967). - Figures sédimentaires du Flysch "Grès d'Annot" du synclinal de Peira-Cava. *CNRS Éd.*, 99 p.
- LANTEAUME M. et HACCARD D. (1960). - Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes alpins. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 251, pp. 2733-2735.
- LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B. et LORENZ C. (1963). - L'origine de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la liaison Alpes-Apennins. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, t. II, pp. 257-272.
- LAPRAZ D. (1980). - Étude des propriétés thermoluminescentes des apatites Ca₅(PO₄)₃(OH, Cl ou F), et de la calcite, CaCO₃ ; importance des groupements oxygénés et de l'activateur Mn²⁺. *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 292 p.
- LAPPARENT A.-F. DE (1938). - Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte. France*, t. XL, n° 198, pp. 1-302.
- LAPPARENT A.-F. DE (1966). - À propos des conglomérats anténummulitiques des Alpes de Provence. *Bull. Soc. géol. France* (7), t. VIII, pp. 454-457.

- LA ROCHE H. DE (1986). - Classification et nomenclature des roches ignées : un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 2, pp. 337-353.
- LATREILLE G. (1969). - La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. *Thèse d'État*, Lyon, 254 p.
- LATREILLE M. (1961). - Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris, 205 p.
- LAUBSCHER H.P. (1971). - The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. *Am. J. Sc.*, vol. 271, pp. 193-226.
- LAURENT R. (1967). - Étude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *Thèse*, Genève.
- LAURENT R. et CHESSEX R. (1968). - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 61, n° 1, pp. 1-18.
- LAUTOUT M. (1956). - Sur la phosphorescence du quartz après irradiation aux rayons X, γ et α . *Thèse d'État*, Paris, 27 p.
- LAUZAC F. et SERMENT R. (1974). - La gangue quartzreuse des filons antimonifères de Vendée et son intérêt en recherche minière. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 278, sér. D, pp. 1143-1146.
- LAVAL F. (1988). - Dynamique sédimentaire des Flyschs dans l'arrière-pays niçois. Étude d'un système turbiditique. *Congr. Nat. A.P.B.G.*, 1988, Nice, *C.R.D.P. Éd.*, 35 p.
- LE FORT P. (1973). - Géologie du haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Étude pétrologique et structurale de la partie occidentale. *Thèse d'État*, Mém. Sci. Terre, Nancy, n° 25, 373 p.
- LE FORT P., BARBIERI A., GILOT C., LACOMBE J.-C., PECHER A. et VIALON P. (1969). - Existence d'un socle précambrien dans le massif des Écrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 268, sér. D, pp. 2392-2395.
- LEIKINE M. et VELDE B. (1974). - Les transformations post-sédimentaires des minéraux argileux du Sénonien, dans le NE algérien. Existence probable d'un épimétamorphisme anté-éocène. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVI, n° 2, pp. 177-182.
- LEMOINE M. (1971). - Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. *Géol. Alpine*, t. 47, pp. 181-201.
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R. et TRICART P. (1984). - Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 299, sér. II, pp. 727-732.
- LEMOINE M. et GRACIANSKY P. C. DE (1988). - Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n° 4, pp. 597-600.
- LE RIBAULT L. (1971). - Présence d'une pellicule de silice amorphe à la surface de cristaux de quartz des formations sableuses. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 272, sér. D, pp. 1933-1936.
- LE METAMORPHISME EN FRANCE (1980). - In : Évolutions géologiques de la France, coord. AUTRAN A. et DERCOURT J., thème 6, 26^e Congr. Géol. Intern., Paris.
- LEUTWEIN F., POTY B., SONET J. et ZIMMERMANN J.-L. (1970). - Âge des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 271, sér. D, pp. 156-158.
- LE VARLET X. et ROY J.-P. (1984). - Étude de la série priabonienne de la région "vallée de l'Ubaye-Les Trois Évêchés". Rapport I.F.P., n° 32428.
- LEWIS D.R. (1968). - Effect of grinding on thermoluminescence of dolomite, calcite and halite in : Thermoluminescence of Geological Materials, D.J. Mc Dougall, *Academic Press*, pp. 125-132.
- L.I.G.U.S. (1954). - Deux régions de tectonique plio-quaternaire dans le Midi Méditerranéen français. Bas-Rhône et Littoral niçois. *Min. Éd. Nat. Comité trav. hist. et scient. Sect. Géogr.*, B, t. 67, Actes 79^e Congr. nat. Soc. Sav., Alger, pp. 113-153.
- LIU J.G. (1971). - Stilbite-Laumontite equilibrium. *Contr. Miner. Petrol.*, 31, pp. 171-177.
- LIU J.G. (1971). - P-T stability of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system CaAl₂Si₂O₈-SiO₂-H₂O. *J. Petrol.*, 12, pp. 379-411.
- LLIBOUTRY L. (1982). - Tectonophysique et géodynamique. *Masson Éd.*, Paris, 339 p.
- LORY C. (1860). - Nouveaux documents sur les grès de la Maurienne et des Hautes-Alpes (Lettre à M. Hébert.). *Bull. Soc. géol. France*, (2), t. XVII, p. 177.
- LORY C. (1860). - Nouveaux détails sur le gisement de Nummulites en Maurienne et considérations sur l'usage des caractères stratigraphiques dans les Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, (2), t. XVII, p. 481.
- LORY C. (1864). - Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme et Hautes-Alpes), *F. Sang Éd.*, Paris et *Alph. Merle et Cie Éd.*, Grenoble.
- LORY P. et LAPPARENT A.-F. DE (1937). - Remarques sur le Nummulitique du Dévoluy et du Champsaur. *Bull. Soc. géol. France* (5), t. 7, pp. 359-363.
- LOUBAT H. (1968). - Les ophiolites de la zone du Versoyen. *Thèse, Arch. Sc. Genève*, n° 2, fasc. 3, pp. 265-457.

- LUGEON M. (1901). - Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France*, (4), I, pp. 723-825.
- LUGEON M. (1914). - Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 158, n° 26, pp. 2029-2031.
- LUSHCHIK C.B. (1955). - Sur la théorie de la thermoluminescence. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 101, pp. 641-644.
- McDOUGALL D.J. (1969). - La thermoluminescence des roches métamorphiques. Note préliminaire. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI, pp. 323-329.
- McDOUGALL D.J. (1970). - Natural thermoluminescence of calcareous rocks from the Charlevoix (Malbaie) structure. *Meteoritics*, vol. 5, n° 2, pp. 75-83.
- McMORRIS D.W. (1971). - Impurity color centers in quartz and trapped Electron dating : Electron Spin resonance, thermoluminescence studies. *J. Geoph. research*, vol. 76, n° 32, pp. 7875-7887.
- MAINGUY M. (1938). - La transgression nummulitique à l'Ouest du Mercantour. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. VII, pp. 401-418.
- MARINI M. (1988). - Evoluzione tettonico-sedimentaria dei flysch cretacico-eocenici della Liguria occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 107, pp. 193-218.
- MARTINEZ-REYES J. (1980). - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère, région du Mt. Niélard et du Cheval Noir (Savoie) ; le problème des unités à flysch. *Thèse Docteur-Ingénieur*, Chambéry, 146 p.
- MARTINEZ-REYES J., FUDRAL S., RAMPNOUX J.-P. et TARDY M. (1979). - Regard sur la stratigraphie du substratum du Flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : conséquences paléogéographiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, pp. 203-202.
- MARTINI E. (1971). - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. Second Intern. Conf. Plankt. Microfossils*, Roma, 1970, *Tecnoscienza*, vol. II, pp. 739-777.
- MARTINI J. (1968). - Étude de l'Éocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. *Arch. Sci. Genève*, vol. 21, fasc. 1, pp. 37-72.
- MARTINI J. (1968). - Étude pétrographique des Grès de Taveyenne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. Suisse Minér. Pétrogr.*, 48, 2, pp. 539-654.
- MARTINI J. (1970). - Contribution à l'étude de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. *Arch. Sci. Genève*, vol. 23, fasc. 1, pp. 197-277.
- MALARODA R. (1957). - Studi geologici sulla dorsale montuosa compressa tra le basse valli della Stura di Demonte e del Gesso (Alpi Marittime). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. XX.
- MALARODA R. (1963). - Les faciès à composante détritique dans le Crétacé autochtone des Alpes-Maritimes italiennes. *Geol. Rundschau*, 53, pp. 41-57.
- MALARODA R. (1966). - Mylonites et paléomylonites dans le massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes). *Rend. Acc. Naz. Lincei*, sér. 8, 41, pp. 155-162.
- MALARODA R., CARRARO F., DAL PIAZ G.V., FRANCESCHETTI B., STURANI C. et ZANELLA E. (1970). - Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1:50.000 e Note illustrative. *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. IX, pp. 557-663.
- MALUSKI H. (1972). - Étude au $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ du massif granitique de Plan de la Tour (Maures). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 274, pp. 520-523.
- MARCHAL P. (1969). - Recherches expérimentales sur la séparation des minéraux du granite. *D.E.S. Sci. Nat.*, Nancy, 184 p.
- MARTINEZ-REYES J., FUDRAL S., RAMPNOUX J.-P. et TARDY M. (1979). - Regard sur la stratigraphie du substratum du flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : Conséquences paléogéographiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, p. 203-206.
- MARTINI J. (1968). - Étude pétrographique des grès de Taveyenne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 2, pp. 539-654.
- MARTINI J. (1972). - Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 52, 2, pp. 257-275.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1976). - La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, sér. D, pp. 1249-1252.
- MAURY P. et RICOU L.-E. (1983). - Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 24, fasc. 1, pp. 3-22.
- MAZERAN R. (1972). - Un exemple de variation de la thermoluminescence naturelle des quartz granitiques dans un massif circonscrit : le Sidobre ; ses conséquences. *Coll. Méthodes et Tendances de la Stratigraphie*, Orsay, 1970, *Mém. BRGM*, n° 77, pp. 913-915.
- MAZERAN R. (1972). - Sur la thermoluminescence naturelle des quartz d'exsudation. Données préliminaires. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 275, sér. D, pp. 515-517.
- MAZERAN R. (1972). - Sur la thermoluminescence des quartzites des Cévennes au voisinage du granite du Saint-Guiral. Application à l'étude de la distribution des températures dans l'aurole métamorphique de contact. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 275, sér. D, pp. 2451-2454.
- MAZERAN R. (1973). - Sur la thermoluminescence des quartz filoniens métallifères de la périphérie du granite de Saint-Guiral (Cévennes méridionales). Application à l'analyse des phases de minéralisations filoniennes. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 277, sér. D, pp. 817-820.

- MAZERAN R. (1975). - Sur la thermoluminescence naturelle des quartz filoniens plombo-zincifères des Maures. Mise en évidence de deux groupes de gisements. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 280, sér. D, pp. 1517-1520.
- MAZERAN R. (1975). - Sur la thermoluminescence des quartz filoniens antimonifères cévenols. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 281, sér. D, pp. 1661-1664.
- MAZERAN R. (1982). - La thermoluminescence du quartz appliquée à l'étude des granitoïdes, du métamorphisme et des gîtes minéraux. *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 282 p.
- MAZERAN R. et IVALDI J.-P. (1975). - Réflexions d'ordre méthodologique sur la thermoluminescence du quartz : influence des traitements chimiques et thermiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 281, sér. D, pp. 481-484.
- MAZERAN R. et IVALDI J.-P. (1975). - Répartition spectrale de la thermoluminescence du quartz entre 325 et 636 nm. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, sér. D, pp. 2123-2126.
- MAZERAN R. et IVALDI J.-P. (1976). - Influence du métamorphisme alpin sur la thermoluminescence du quartz des granites hercyniens et tardi-hercyniens de Corse. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 283, sér. D, pp. 873-876.
- MAZERAN R., TOLLON F. et FORNARI M. (1975). - La thermoluminescence du quartz : un guide dans la recherche des concentrations minérales. Application au district aurifère de Salsigne. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 280, sér. D, pp. 2717-2720.
- MEDLIN W.L. (1959). - Thermoluminescent properties of calcite. *J. Chem. Phys.*, 30, pp. 450-458.
- MEDLIN W.L. (1961). - Decay of phosphorescence from a distribution of trapping levels. *Phys. Rev.*, 123, n° 2, pp. 502-509.
- MEDLIN W.L. (1961). - Thermoluminescence in dolomite. *J. Chem. Phys.*, 34, n° 2, pp. 673-677.
- MEDLIN W.L. (1963). - Thermoluminescence in quartz. *J. Chem. Phys.*, 38, n° 5, pp. 1132-1143.
- MEDLIN W.L. (1963). - Emission centres in thermoluminescent calcite, dolomite, magnesite, argonite, and anhydrite. *J. Opt. Soc. Am.*, 53, pp. 1276-1285.
- MEDLIN W.L. (1964). - Trapping centres in thermoluminescent calcite. *Phys. Rev.*, 135, pp. 1770-1779.
- MEDLIN W.L. (1967). - Color centre growth curves in calcite. *J. Phys. Chem. Solids*, 28, pp. 1725-1733.
- MEDUS J., PAIRIS J.-L. (1988). - Palynostratigraphie du Paléogène marin des Déserts (Savoie, France). Une phase détritique à l'Oligocène basal. *Coll. A.G.S.E. : "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Chambéry, 1987, *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 14, pp. 123-128.
- MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. BRGM*, (2), sect. IV, n° 3, pp. 233-250.
- MEJDAHL V. (1969). - Thermoluminescence dating of ancient Danish ceramics. *Archaeometry*, 11, pp. 99-104.
- MEJDAHL V. (1972). - Dosimetry techniques in thermoluminescent dating. *Risø Report n° 261. Danish Atom. Energ. Comm.*, Risø DK-4000, Roskilde Denmark.
- MENARD G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 178 p.
- MENNESSIER G. (1964). - Sur l'évolution tectonique et morphologique des chaînons externes de l'arc de Castellane entre le Verdon et la Siagne (Haute-Provence). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. VI, fasc. 2, pp. 91-113.
- MENNESSIER G. (1965). - Sur la présence du Nummulitique dans la région de Roselend (Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 133-134.
- MERCIER H. (1978). - Le Néogène et le Pléistocène inférieur duranciens. *Thèse d'État*, Grenoble, 398 p.
- MERCIER DE LEPINAY B. (1981). - Étude géologique de la région des Gets et de Samoens (Haute Savoie). *Thèse de 3^{ème} cycle*, 203 p., Paris.
- MERCIER DE LEPINAY B. et FEINBERG H. (1982). - L'olistostrome sommital des grès delphino-helvétiques dans la partie nord-occidentale du massif de Platé - Haut Giffre (Haute-Savoie, Alpes occidentales) : nature, âge et implications structurales. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 294, sér. II, pp. 1279-1284.
- MERLE O. (1982). - Cinématique et déformation de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). *Thèse 3^e cycle*, Rennes, 147 p.
- MERLE O. (1982). - Mise en place séquentielle de la Nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch à Helminthoïdes, Alpes occidentales). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 294, sér. II, pp. 603-606.
- MERLE O. et BRUN J.-P. (1981). - La déformation polyphasée de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 292, sér. II, pp. 343-346.
- MIYASHIRO A. (1973). - Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen and Unwin LTD Ed.*, London, 492 p.
- MONOD-HERZEN G. (1966). - Luminescence. L'électron et la lumière. Matière et photoluminescence. *Dunod Éd.*, Paris, 278 p.
- MORET L. (1934). - Géologie du massif des Bornes et des klippen préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Nlle série, t. X, n° 22, 162 p.
- MORET L. (1936). - Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine. *C. R. somm. Soc. géol. France*, n° 2, pp. 22-23.
- MORET L. (1936). - L'âge des complexes terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes. *C. R. somm. Soc. géol. France*, pp. 37-39.
- MULLIS J. (1976). - Die Quarzkristalle des Val d'Illicz - Zeugen Spätpalinen Berrzungen. *Eclogæ geol. Helv.*, vol. 69, 2, pp. 343-357.

- MURARD R. (1960). - Probabilités et statistique. Document S.I.M. a in : *Revue de l'Industrie Minérale*, n° spécial, 124 p.
- NEVEU F. (1957). - Études géologiques sur le Tertiaire du Dévoluy. *D.E.S.*, Paris.
- NIGGLI *et al.* (1973). - Carte métamorphique des Alpes à 1 : 1.000.000^e. Sous-commission pour la cartographie des zones métamorphiques du Monde, Leiden ; *Unesco Éd.*, Paris.
- NITSCH K.-H. (1971). - Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit- haltigen Paragenesen. *Contr. Miner. Petrol.*, 30, pp. 240-260.
- OBEIGI P. (1969). - Étude de la thermoluminescence du quartz cristallin irradié par les rayons γ . *Thèse 3^e cycle*, Orsay.
- OGIER M. (1972). - Limite des méthodes de thermoluminescence en stratigraphie. *Coll. Méthodes et Tendances de la Stratigraphie*, Orsay, 1969, Mém. BRGM, n° 77.
- ORSINI J.-B. (1968). - Étude pétrographique et structurale du massif de Tanneron (Var). Parties occidentale et centrale. *Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 109 p.
- ORVILLE P.M. (1963). - Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Am. J. Sci.*, 261, pp. 201-237.
- OZOCAR R. (1965). - Étude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (Massif du Pelvoux). *Thèse 3^e Cycle*, Grenoble, 58 p.
- PAIRIS B. (1975). - Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). *Thèse 3^e cycle*, 151 p., Grenoble.
- PAIRIS B. et PAIRIS J.-L. (1975). - Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie). *Géol. Alpine*, t. 51, pp. 83-127.
- PAIRIS B. et PAIRIS J.-L. (1978). - Mécanismes de déformation dans le massif de Platé (Haute Savoie). *Ann. Centr. Univ. Savoie*, t. III, Sc. Nat., pp. 37-52.
- PAIRIS B., PAIRIS J.-L. et PORTHIAULT J. (1973). - Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles-Rouges (Alpes de Haute-Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 276, pp. 1131-1134.
- PAIRIS J.-L. (1987). - Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français. *Coll. A.G.S.E. "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Grenoble, 1986. *Géol. alpine*, Mémoire h.s. n°13, p. 283-298.
- PAIRIS J.-L. (1988). - Paléogène marin et structuration des Alpes occidentales françaises (Domaine externe et confins sud-occidentaux du Subbriançonnais). *Thèse d'État*, Grenoble, 501 p.
- PAIRIS J.-L. et C. KERCKHOVE (1987). - Le flysch de Saint-Clément (Haut-Embrunais) : un paléoprisme d'accrétion nummulitique dans la zone subbriançonnaise. *Coll. A.G.S.E. "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Grenoble, 1986. *Géol. alpine*, Mémoire h.s. n°13, pp. 371 - 378.
- PAIRIS J.-L. et KERCKHOVE C. (1988). - Le détritisme et la dynamique du bassin paléogène du Sud-Est de la France. *Coll. A.G.S.E. "Le détritisme dans le Sud-Est de la France"*, Chambéry, 1987. *Géol. alpine*, Mémoire h.s. n°14, pp. 129-142.
- PAIRIS J.-L., GIDON M., FABRE P. et LAMI A. (1986). - Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 303, sér. II, pp. 87-92.
- PAREJAS E. (1925). - La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.*, 19, n° 2, pp. 420-503.
- PECHER A. (1970). - Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Écrins-Pelvoux. Le socle ancien. *Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 119 p.
- PECHEUX J.-F. (1979). - Le poudingue de Roquebrune - Cap Martin (Alpes-Maritimes). *DEA*, Nice, 25 p.
- PEREZ J.-L. (1975). - Étude structurale de la zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de la Roya (Alpes-Maritimes). *Thèse 3^e cycle*, Nice, 152 p.
- PEREZ J.-L. (1975). - La zone limite entre l'Arc de Nice et l'Arc de la Roya (Alpes-Maritimes). Observations structurales. *Bull. Soc. géol. France* (7), t. XVII, n° 6, pp. 930-938.
- PERCH-NIELSEN K. (1985). - Cenozoic calcareous nannofossils in : *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press, pp. 427-554.
- PERRIN F. (1929). - La fluorescence des solutions. *Thèse d'État*, Ann. Physique.
- PERRIAUX J. et USELLE J.-P. (1968). - Quelques données sur la sédimentologie des Grès du Champsaur (Hautes-Alpes). *Géol. Alpine*, t. 44, pp. 329-332.
- PERRODON A. (1972). - Réflexions sur la comparaison de quelques vitesses de phénomènes géologiques. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 2, pp. 50-52.
- PETITEVILLE P. et RIVOIRARD R. (1959). - Note préliminaire sur la stratigraphie et la structure de la région comprise entre Gap et Seyne-les-Alpes. *C. R. Somm. Soc. géol. France*, p. 139.
- PEUCAT J.-J. et BOSSIERE G. (1981). - Âge Rb-Sr sur mica du socle métamorphique kabyle (Algérie) : mise en évidence d'événements thermiques alpins. *Bull. Soc. géol. France* (7), t. XXIII, n° 5, pp. 439-447.
- PICHLER H. et ZEIL W. (1972). - The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 78, 17, pp. 3340-3355.
- PLOTTO P. (1977). - Structures et déformations des "Grès" du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. *Thèse 3^e cycle*, Grenoble, 149 p.
- POTY B. (1969). - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. *Thèse d'État*, Nancy, Mém. n° 17, 161 p.

- POTY B.P., STALDER H.A. et WEISBROD A.M. (1974). - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, vol. 54, 2/3, pp. 717-752.
- POULAIN P.A. (1973). - Du platine dans les Hautes-Alpes d'après les recherches de E. GUEYMARD (1845-1855). *Riv. Scientif.*, fasc. 1, pp. 17-24.
- PUPIN J.-P. et TURCO G. (1981). - Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes. *Bull. Minéral.*, 104, pp. 724-731.
- PUSZTASZERI L. (1969). - Étude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 49, pp. 425-466.
- QUERVAIN F. de (1928). - Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. *Bull. Suisse Min. Pétrogr.*, 8, pp. 1-86.
- RAGUIN E. (1925). - Découverte d'une faune de Foraminifères, très probablement crétacée dans les calcaires hautement métamorphiques du Vallon du Pâquier, près de la Grande Motte (Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 181, pp. 726-728.
- RANDALL J.T. et WILKINS M.H.F. (1945). - Phosphorescence and electron traps. *Proc. roy. Soc.*, sér. A, 184, pp. 365-407.
- RAOULT J.-F. (1974). - Étude géologique du Djebel Bou Aded (Dorsale kabyle, Nord Constantinois, Algérie). *Publ. Serv. géol. Algérie*, (nvlle sér.), n° 41, pp. 95-127.
- RAOULT J.-F. (1974). - Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. géol. France*, Nlle sér., t. LIII, n° 121, 163 p.
- RAVENNE C., VIALLY R., RICHE P. et TREMOLIERES P. (1987). - Sédimentation et tectonique dans le bassin marin éocène supérieur-oligocène inférieur des Alpes du Sud. *Rev. I.F.P.*, vol. 42, n° 5, pp. 529-553.
- RICOU L.E. (1981). - Glissement senestre des nappes penniques le long de la bordure nord de l'Argentera ; son rôle dans le jeu de l'arc alpin. *C.R. Acad. Sc.*, t. 292, sér. II, pp. 1305-1308.
- RIVANO GARCIA S. O. (1978). - Contribution à l'étude géologique du SE du massif des Bornes : la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la Cluse de Faverges-Ugine (Haute-Savoie, France). *Thèse 3^e cycle*, Paris VI, 195 p.
- RODD J.-M. (1977). - Thermoluminescence dating of Hawaiian alkalic basalts. *J. Geoph. Research*, vol. 82, n° 20, pp. 3023-3029.
- ROMAN A. (1975). - Contribution à la mise au point d'une nouvelle méthode de datation absolue par TL. *Thèse 3^e cycle*, Rennes.
- ROMAIN J. et VERNET J. (1978). - Découverte d'un volcanisme basique d'âge permien dans la vallée de la Gordolasque (Sud-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour, Alpes-Maritimes, France). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 6, pp. 929-933.
- ROSE Jr. W.I., GRANT N.K. et EASTER J. (1979). - Geochemistry of the Los Chocoyos Ash Quezaltenango Valley, Guatemala. *Geol. Soc. America*, special paper 180, pp. 87-99.
- ROSSET J. (1956). - Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 247, t. LIII, pp. 341-487.
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J.-J. et SCHAUB H. (1976). - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 69/2, pp. 359-402.
- ROYER L. (1937). - La thermoluminescence de certaines roches cristalphylliennes et éruptives de l'Algérie. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 204, pp. 602-604.
- ROYER L. (1937). - Nouvelles observations sur la thermoluminescence de certaines roches cristalphylliennes. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 204, pp. 991-993.
- ROYER L. (1937). - De la thermoluminescence dans les minéraux. *J. Phys. Radium*, (7), 8, p. 485.
- SABELS B.E. (1960). - Thermoluminescence correlation of rhyolitic tuffs. *Geol. Soc. America Bull.*, 71, p. 1963.
- SABELS B.E. (1962). - Age studies on basaltic lava flows using natural alpha activity and thermoluminescence. *Radioactive Dating Proc. Symp.*, Athènes, 1962. *Internation. atom. Energy Agency*, Vienne, pp. 87-104.
- SAGRI M. (1980). - Le arenarie di Bordighera : una conoida sottomarina nel bacino di sedimentazione del Flysch ad Elmintoidi di San Remo (Cretaceo Superiore, Liguria occidentale). *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. XCIX, pp. 205-226.
- SALOT P. (1973). - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 276, sér. D, pp. 3081-3084.
- SALOT P. (1978). - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. *Thèse d'État*, Orsay, 1 vol., 183 p.
- SALOT P., DAL PIAZ G.V., FREY M. *et al.* (1980). - Métamorphisme de haute pression dans les Alpes franco-italo-suisse. *Géol. alpine*, t. 56, pp. 203-235.
- SAURIN E. (1939). - À propos de la thermoluminescence des roches (essais sur des roches d'Annam). Luminescence de l'apatite, de l'autunite et du zircon. *C. R. somm. Soc. géol. France*, pp. 110-112.
- SAWATZKI G.G. (1975). - Étude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Thèse Doct. Sc.*, Genève, n° 1643.
- SCHVÆRER M., LAMARQUE P., ROUANET J.-F. et WIDEMANN F. (1975). - Datation absolue par thermoluminescence. Recherches sur la précision de la méthode. Application à une série de tessons de céramique sigillée d'Arezzo (Italie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 281, sér. D, pp. 343-346.
- SCHÖELLER H. (1929). - La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 175, t. XXXIII, 422 p.

- SCHÉLLER H. (1938). - Sur la présence de Graptolites dans les schistes métamorphiques du massif des Maures. *C. R. somm. Soc. géol. France*, pp. 147-148.
- SERRE A. (1983). - Évolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint Jean de Maurienne (Savoie). *Trav. Dpt. Sc. Terre Chambéry*, n° 1, 178 p.
- SERRE A., TOURY A., RAMPNOUX J.-P., MARTINEZ-REYES J. et TARDY M. (1985). - Individualisation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de "l'Écaille ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves" (région de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 301, sér. II, pp. 637-642.
- SEYLER M. (1983). - Géologie de la partie centrale des Maures. Conséquences sur l'évolution géodynamique du massif. *Bull. BRGM*, (2), sect. I, n° 1-2, pp. 81-96.
- SIDDANS A.W.B. (1980). - Compaction, métamorphisme et structurologie des argilites permienes dans les Alpes-Maritimes (France). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, (2), vol. XXII, fasc. 4-5, pp. 279-292.
- SIDDANS A.W.B., HENRY B., KLIGFIELD R., LOWRIE W., HIRT A. et PERCEVAULT M.N. (1984). - Finite strain patterns and their significance in Permian rocks of the Alpes-Maritimes (France). *J. Struct. Geol.*, vol. 6, n° 4, pp. 339-368.
- SMITH F. G. (1963). - Physical geochemistry. *Addison Wesley Reding*, 624 p.
- SMITH R.L. (1979). - Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. America*, special paper 180, pp. 5-27.
- STAINFORTH R.M., LAMB J.L., LUTERBACHER H., BEARD J.H. et JEFFORDS R.M. (1975). - Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *Univ. Kansas, Paleontol. Contrib.*, Paper 62, 162 p.
- STANLEY D. (1961). - Études sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. *Thèse d'État*, Grenoble, 1 vol., 158 p.
- STANLEY D. (1965). - Heavy minerals and provenance of sands in flysch of the Central and Southern Alps. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, v. 49, pp. 2-40.
- STANLEY D. et MUTTI E. (1968). - Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian sea during the Paleogene. *Nature*, 218, pp. 32-36.
- STAUB R. (1918). - Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, 63, pp. 1-18.
- STUDER B. (1853). - Geologie der Schweiz. *Schulthess*, Zürich, Bd. 2, 497 p.
- STURANI C. (1962). - Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime). *Thèse d'État*, Turin, *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. XXII, 178 p.
- STURANI C. (1965). - Présence de Paleotherium et de Pulmonés dans l'Éocène continental du Lauzanier (couverture sédimentaire de l'Argentera, Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 41, pp. 229-246.
- TAPOUL J.-F. (1977). - Étude géologique de la bordure sud-orientale de l'Arc de Castellane entre le Loup et la Cagne. *Thèse 3^e cycle*, Nice, 1 vol., 158 p.
- TAYLOR S.R. (1969). - Trace element chemistry of andesite and associated calc-alkaline rocks. *Proceed. of the Andesite Conf. Int. Upper mantle project.*, Scientific report, 16, *State of Oregon Ed.*, pp. 43-63.
- TEMPIER C. (1978). - Les événements calédoniens dans les massifs varisques du Sud-Est de la France, Corse et Sardaigne. *PICG 27, Geol. Surv. Canada*, 78-13, pp. 177-181.
- TEMPIER C. (1979). - Plis et chevauchements dans la couverture sédimentaire autochtone secondaire et tertiaire dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes. Relations avec le comportement disharmonique de la couverture. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, pp. 39-41.
- TEMPIER C., BRONNER G., GUEIRARD S. et LECORCHE J.-P. (1980). - La signification géologique des gneiss de Bornes. Chronologie des événements dans le massif des Maures (Var). 8^e RAST, Marseille, p. 341.
- THERMOLUMINESCENCE OF GEOLOGICAL MATERIAL. *Proc. NATO Adv. Research, Institut on Applications of Thermoluminescence to Geological Problems*, ed. by D.J. Mc Dougall, *Academic Press Ed.*, London and New York, 678 p.
- THOMPSON A.B. (1970). - Laumontite equilibria and the zeolite facies. *Am. J. Sci.*, 269, pp. 267-275.
- TITE M.S. et WAINE J. (1962). - Thermoluminescent dating : a reappraisal. *Archaeometry*, 5, pp. 55-79.
- TOUMARKINE M. et BOLLI H.M. (1970). - Évolution de *Globorotalia cerroazulensis* (Cole) dans l'Éocène moyen et supérieur de Possagno (Italie). *Rev. Micropaléontologie*, 13(3), pp. 131-145.
- TOURE S., GIRAUD J.-D. et PUPIN J.-P. (1981). - Contribution à l'étude des formations paléogènes sub-alpines : origine des galets et blocs de granites du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 293, pp. 691-694.
- TOURET J. (1980). - Le métamorphisme régional : régime des fluides et grilles pétrogénétiques. *Mém. h.s. Soc. géol. France*, n° 10, pp. 63-70.
- TOUTIN N. (1980). - Le Permien continental de la Provence orientale (France). *Thèse d'État*, Nice, 1 vol., 594 p.
- TOUTIN-MORIN N. et DELFAUD J. (1984). - Un modèle de bassin continental intramontagneux tardi-orogénique : le Permien du Bas-Argens (Var, France). *XXVII^e Congr. géol. Int.*, Moscou, S.01.2.3., vol. I, pp. 195-196.
- TRIAT J.-M. (1964). - Étude géologique du granite de Plan de la Tour, au nord des Départementales 44 et 72. *DES*, Marseille, 81 p.
- TRICART P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Évolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse d'État*, Strasbourg, 390 p.
- TRICART P. (1986). - Le chevauchement de la zone briançonnaise au Sud-Est du Pelvoux : clé des rapports zone externe - zones internes dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, pp. 233-244.
- TRÜMPY R. (1960-63). - Sur les racines des nappes helvétiques. Livre à la mémoire du Professeur Paul. Fallot, *Mém. h.s. Soc. Géol. France*, t. II, pp. 419-428.
- TRÜMPY R. (1973). - L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes centrales : interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae. geol. Helv.*, vol. 66/1, pp. 1-10.
- TURCOTTE D. et SCHUBERT G. (1982). - Applications of continuum physics to geological problems. *Wiley Éd.*, New-York, 450 p.
- URBACH F. (1930). - The luminescence of alkali halides. *Sitzber. Akad. Wiss. Wein. Nath. Naturw. Kl.*, 139, pp. 363-372.
- VALLINO U. (1981-82). - Geologia e sedimentologia dei Gres d'Annot affioventi nei valloni di Estrop e di Jalorgues (Regione del Col de la Cayolle, Alpes Maritimes, Francia). *Thèse*, Torino, 226 p.
- VANOSSI M., BONI A., CORTESOGNO L., GALBIATI B., LORENZ C., MESSIGA B., PICCARDO G. et VANNUCCI R. (1984). - Dati e problemi fondamentali della geologia delle Alpi liguri. *Conv. "Geologia delle Alpi liguri"*, Pavia-Genova, fasc. introd., 158 p.
- VASLET D. (1978). - Analyse structurale de la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour dans la région de Viève et Tende (Alpes-Maritimes). *Thèse 3^e cycle*, Caen, 391 p.
- VERNET J. (1963). - Remarques sur le Permien du massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, pp. 199-212.
- VERNET J. (1964). - Sur les poudingues tertiaires à très gros galets de granite du synclinal de St. Antonin (A-M) et les problèmes qu'ils posent. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 258, pp. 6189-6190.
- VERNET J. (1964). - La zone "Pelvoux-Argentera". Études sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LX, n° 275, 294 p.
- VIALETTE Y. et VIALON P. (1964). - Étude géochronologique de quelques micas des formations du massif Dora-Maira, Alpes cotiennes piémontaises. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, 25, pp. 91-99.
- VIALON P., BOUDON J., GAMOND J.-F., PLOTTO P. et ROBERT J.-P. (1976). - L'arc des Alpes occidentales : une zone de "transformation continentale" par glissement senestre ? Présentation d'un modèle des déformations. 4^e RAST, Paris, p. 391.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). - Éléments de Tectonique analytique. *Masson Éd.*, Paris, 118 p.
- VILA J.-M. (1980). - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse d'État*, Paris VI, 3 vol., 655 p.
- VILLARS F. (1986). - Structure et cinématique des déformations dans la chaîne des Aravis (zone delphino-helvétique, Haute-Savoie, France) : Implications régionales. *Géol. Alpine*, t. 62, pp. 107-116.
- VILLARS F., MULLER D. et LATELTIN O. (1988). - Analyse de la structure du Mont Charvin (Haute-Savoie) en termes de tectonique synsédimentaire paléogène. Conséquences pour l'interprétation structurale des chaînes subalpines septentrionales. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 307, sér. II, pp. 1087-1090.
- VISSCHER H. (1968). - On the Thuringian age of the upper palaeozoic sedimentary and volcanic deposits of the Estérel (southern France). *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 6, pp. 71-83.
- VISSCHER H., MARIEKE G., HUDDLESTON SLATER-OFFERHAUS et T.E. WONG (1974). - Palynological assemblages from "saxonian" deposits of the Saar-Nahe basin (Germany) and the Dôme de Barrot (France). An approach to chronostratigraphy. *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 17, pp. 39-56.
- VITALLY G. (1980). - Étude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes : les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella. *Thèse de 3^e Cycle*, Brest, 184 p.
- VUAGNAT M. (1943). - Les grès de Taveyannaz du val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. *Bull. Suisse Min. Pétrogr.*, 23, pp. 353-436.
- VUAGNAT M. (1947). - Remarques sur les Grès mouchetés du Champsaur. *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 64, n° 2, p. 36.
- VUAGNAT M. (1947). - Quelques données pétrographiques sur certains grès d'Annot de la région de Gap (Htes-Alpes). *Arch. Sciences*, vol. 64, n° 2, p. 33.
- VUAGNAT M. (1952). - Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. *Mat. Carte géol. Suisse*, Nlle sér., 97^eme livre, 103 p.
- VUAGNAT M. (1964). - À propos de la série cristallophyllienne du Vieux-Chaillo (Hautes-Alpes). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 44, pp. 10-12.
- WEDEPOHL K.H. (1969). - Composition and abundance of common igneous rocks. In : Wedepohl K.H. Ed., *Handbook of Geochemistry*, Springer Verlag Éd., Berlin, pp. 227-249.
- WEISBROD A., POTY B. et TOURET J. (1976). - Les inclusions fluides en géochimie-pétrologie : tendances actuelles. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 99, pp. 140-152.
- WINKLER H.G.F. (1979). - Petrogenesis of metamorphic rocks, 5^e édition. *Springer Verlag Ed.*, New-York, Heidelberg, Berlin, 348 p.
- WINKLER R.W. (1983). - Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). *Thèse*, Fribourg, Dissertation Nr. 831, 105 p.
- WYART J. et SABATIER G. (1954). - La solubilité des différentes formes de la silice dans la vapeur d'eau sous des pressions élevées. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 236, sér. D, pp. 702-705.

- WYART J. et SABATIER G. (1956). - Transformations mutuelles des feldspaths alcalins. Reproduction du microcline et de l'albite. *Bull. Soc. fr. Minér. Crist.*, vol. 79, pp. 574-581.
- ZELLER E.J. (1952). - Thermoluminescence as a radiation damage method of geologic age determination in carbonate sediments. *XIX^e Congrès géol. International*, Alger, sect. XII, fasc. XII, pp. 365-373.
- ZELLER E.J. (1954). - Thermoluminescence of carbonate sediments. *Nuclear Geology*, ed. by Henry Paul, N.Y. *John Wiley and Sons Ed.*, pp. 180-188.
- ZELLER E.J., WRAY J.-L., DANIELS F. (1955). - Thermoluminescence induced by pression and crystallisation. *J. Chem. Phys.*, 23, n°11, p. 2187.
- ZELLER E.J. et RONCA L. B. (1963). - Reversible and irreversible thermal effects on the thermoluminescence of limestone. *Earth Sc. Meteor.*, XV, pp. 281-294.
- ZULAUF R. (1964). - Zür Geologie der penninischen Zonen nördlich der Dora Blatea im oberen Val d'Aosta (Italien) *Thèse*, Zürich, 150 p.
- ZWART H.J. (1967). - The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnbouw*, 46, pp. 283-309.
- ZWART H.J. *et al.* (1973). - Carte métamorphique de l'Europe à 1 : 2.500.000^e. Sous-commission pour la cartographie des zones métamorphiques du Monde, Leiden ; *Unesco Éd.*, Paris.

INDEX DES CARTES GÉOLOGIQUES CONSULTÉES

1. Cartes à 1:50.000^eme :

Allos (919) ; Barcelonnette (895) ; Castellane (971) ; Chamonix (680) ; Collobrières (1046) ; Digne (944) ; Domène (773) ; Draguignan (1023) ; Embrun (871) ; Entrevaux (945) ; Fayence (998) ; Fréjus-Cannes (1024) ; Gap (869) ; Grasse-Cannes (999) ; Guillestre (847) ; La Grave (798) ; Larche (896) ; La Rochette (750) ; Luc-en-Diois (868) ; Mens (844) ; Menton-Nice (973) ; Mont-Blanc (704) ; Moustiers-Ste-Marie (970) ; Orcières (846) ; Puget-Théniers (946) ; Roquesteron (972) ; Seyne (894) ; St. Bonnet (845) ; St. Christophe-en-Oisans (822) ; St. Étienne-de-Tinée (920) ; St. Gervais-les-Bains (703) ; St. Jean-de-Maurienne (774) ; St. Martin-Vésubie-le-Boréon (947) ; St. Tropez-Cap Lardier (1047) ; Vizille (797).

2. Cartes à 1:80.000^eme :

Albertville (169 bis) ; Annecy (160 bis) ; Antibes (237) ; Briançon (189) ; Castellane (224) ; Die (199) ; Digne (212) ; Draguignan (236) ; Gap (200) ; Nice-Pont St. Louis (225) ; St. Jean-de-Maurienne (179) ; St. Martin-Vésubie (213) ; Toulon (248) ; Vallorcine-Mont Blanc (160 ter) ; Vizille (188).

3. Cartes à 1:100.000^eme :

Boves (91) ; Demonte (90) ; Dronero (78) ; Imperia (103) ; San Remo (102).

4. Cartes à 1:250.000^eme :

Annecy (30) ; Gap (35) ; Nice (40), Thonon-les-Bains (25).

ANNEXES : DONNÉES NUMÉRIQUES.

TABLEAU N° 1. - Thermoluminescence des filons de quartz stériles alpins du Paléogène des Alpes Maritimes (Encaissant : Grès d'Annot *s.l.*).

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia
GA 127A	TM	Allos, Ravin de Sanguinière	952,9 - 225,9	2,9	2,1	1,38
GA 127B	TM	Allos, Ravin de Sanguinière	952,9 - 225,9	2,2	1,7	1,29
GA 131A	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,3 - 226,7	1,8	1,8	1
GA 131B	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,3 - 226,7	2,1	1,7	1,24
GA 131C	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,3 - 226,7	2,1	1,3	1,62
GA 146A	TM	Tende, Vallon de Bens	1027,2 - 210,1	2,6	6,5	0,4
GA 180	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,0 - 226,7	3,7	3,2	1,16
GA 181	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,1 - 226,5	3,1	10	0,31
GA 205A	TM	Tende, Bois de Sanson	1028,2 - 206,9	2	1,7	1,18
GA 207	TM	Tende, Sanson - Collardente	1029,3 - 206,9	3	4,8	0,63
GA 210A	TM	Viève, Col de Tende	1017,7 - 218,6	20	4,5	4,44
GA 214A	TM	Larche, Preinardo	970,9 - 239,9	0,6	1,4	0,43

TABLEAU N° 2. - Thermoluminescence des filons de quartz stériles alpins du Paléogène du Champsaur (Encaissant : Grès et Grauwakes).

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia
GC 20A	TM	Orcières, Prapic - Paravar	291,2 - 4953,0	11,5	7,1	1,62
GC 36A	TM	St.-Christophe-en-Oisans, La Blache	298,8 - 4968,7	3,9	2,2	1,77
GC 65B	TM	Orcières, Haute Salce	299,8 - 4963,4	1,8	5,9	0,31
GC 72B	TM	Orcières, Gramusat	299,4 - 4956,9	2,4	3	0,8
GC 73B	TM	Orcières, Gramusat	299,4 - 4956,9	2,4	2,6	0,92
GC 74B	TM	Orcières, Gramusat	299,4 - 4956,8	4,1	3,3	1,24
GC 82B	TM	Guillestre, Les Bellons	303,9 - 4958,9	5,5	4,4	1,25
GC 85B	TM	St.-Christophe-en-Oisans, Rav. du Bouisset	299,7 - 4971,1	3	4	0,75
GC 85C	TM	St.-Christophe-en-Oisans, Rav. du Bouisset	299,7 - 4971,1	2,2	7,5	0,29
GC 85D	TM	St.-Christophe-en-Oisans, Rav. du Bouisset	299,7 - 4971,1	1,7	3,2	0,53
GC 91B	TM	Guillestre, Eglise Vieille	308,5 - 4948,0	3,3	5	0,66
GC 92B	TM	Guillestre, Eglise Vieille	308,5 - 4948,0	9,7	7,1	1,37
GC 110	TM	Orcières, Roc des Hommes	287,9 - 4956,5	1,2	1,1	1,09
GC 111A	TM	Orcières, Roc des Hommes	288,0 - 4956,6	2,6	1	2,6
GC 111B	TM	Orcières, Roc des Hommes	288,0 - 4956,6	7,1	6,1	1,16
GC 121	TM	Orcières, Combe de Narreyroux	298,4 - 4965,0	2	2,1	0,95
GC 122	TM	Orcières, Combe de Narreyroux	298,4 - 4965,0	1,8	1,9	0,95
GC 123A	TM	Orcières, Combe de Narreyroux	297,9 - 4965,2	5	20,7	0,24
GC 123B	TM	Orcières, Combe de Narreyroux	297,9 - 4965,2	1,2	1,1	1,09
GC 126A	TM	Orcières, Combe de Narreyroux	298,1 - 4964,7	2	2,3	0,87
GC 127A	TM	Orcières, Chichin	293,0 - 4957,9	1,6	1,5	1,07
GC 128A	TM	Orcières, Chichin	293,5 - 4957,7	9,2	7,4	1,24
GC 128B	TM	Orcières, Chichin	293,5 - 4957,7	6,3	3,7	1,7
GC 135A	TM	Orcières, Pas de la Cavalle	290,8 - 4960,5	1,5	1	1,5
GC 135B	TM	Orcières, Pas de la Cavalle	290,8 - 4960,5	3,8	2,6	1,46
GC 145	TM	Orcières, Faravel	297,2 - 4954,9	1,1	1,6	0,69
GC 149	TM	Orcières, Uvernaus	298,6 - 4954,0	1,2	1,9	0,63
GC 151A	TM	Orcières, Gde. Cabane du Fournel	293,6 - 4961,4	0,7	1,9	0,37
GC 156A	TM	Orcières, Viallet	275,0 - 4954,2	6,9	24	0,29
GC 156B	TM	Orcières, Viallet	275,0 - 4954,2	9,6	7,5	1,28
GC 159A	TM	Orcières, Viallet	274,9 - 4954,3	16,1	22,8	0,71
GC 179A	TM	Orcières, Grand Queyron	297,9 - 4961,2	0,5	1,8	0,28

(1) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 3. - Thermoluminescence des filons de quartz stériles alpins du Paléogène du Pays des Arves et de Haute-Savoie (Encaissant : conglomérats, calcschistes et grès des Arves ; grauweekes de Taveyenne).

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia
FAA 4B	TM	La Grave, Col du Lautaret	296,5 - 4991,3	10,7	6,1	1,75
FAA 7B	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Villarclément	294,9 - 5016,5	6,7	7	0,96
FAA 7C	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Villarclément	294,9 - 5016,5	7,3	8,6	0,85
FAA 8B	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Villarclément	294,8 - 5016,6	12	10,9	1,1
FAA 8C	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Villarclément	294,8 - 5016,6	29,9	35,5	0,84
FAA 10B	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Le Bochet	296,1 - 5013,3	1	2,6	0,38
FAA 12B	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Montricher	297,0 - 5011,6	5,6	4	1,4
FAA 17B	TM	La Grave, Roche Noire	295,3 - 4992,4	5,1	6,2	0,82
FAA 22	TM	La Grave, Le Commandraut	293,9 - 4999,7	1,6	1,2	1,33
FAA 25A	TM	La Grave, Le Commandraut	298,8 - 4999,5	1,5	1	1,5
FAA 25B	TM	La Grave, Le Commandraut	298,8 - 4999,5	1,3	0,8	1,63
FAA 27A	TM	La Grave, Vallon des Aiguilles	292,1 - 5000,0	1	1,4	0,71
FAA 27B	TM	La Grave, Vallon des Aiguilles	292,1 - 5000,0	0,9	2,5	0,36
FAA 28A	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,5 - 5000,1	1,7	1,3	1,31
FAA 28B	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,5 - 5000,1	3	1,9	1,58
FAA 31A	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,1 - 5000,5	1,7	1,4	1,21
FAA 31B	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,1 - 5000,5	1,4	1,7	0,82
FAA 31C	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,1 - 5000,5	2	0,9	2,22
FAA 35A	TM	La Grave, Les Verneys	296,7 - 5002,8	1,2	1,6	0,75
FAA 38A	TM	La Grave, Porte de l'Enfer	296,9 - 5004,5	2,3	2,3	1
FAA 40A	TM	La Grave, Galibier	295,5 - 4992,3	52,8	28,2	1,87
FAA 40B	TM	La Grave, Galibier	295,5 - 4992,3	51	30,3	1,68
FAA 41A	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Montpascal	292,0 - 5023,2	0,9	3	0,3
FAA 41B	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Montpascal	292,0 - 5023,2	1,3	5,3	0,25
FAA 45A	TM	La Grave, Torrent de Maurian	292,0 - 4995,2	1,3	1,3	1
FAA 52	TM	La Grave, Le Grépon	292,0 - 4995,2	0,7	1	0,7
FAA 53	TM	La Grave, La Roche de Casse	291,5 - 4995,4	1,6	0,9	1,78
FAA 101	TM	La Grave, Goléon	290,7 - 4996,4	1,8	3,5	0,51
FAA 106A	TM	La Grave, Pic des Trois Evêchés	292,9 - 4993,4	3	7,1	0,42
FAA 109A	TM	La Grave, Beaujournal	295,9 - 5003,4	1,7	3	0,57
FAA 122A	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Talières	296,0 - 5010,0	0,9	1,4	0,64
FAA 122B	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Talières	296,0 - 5010,0	1,8	2,7	0,67
GT 18A	TM	Cluses, Dérochoir	325,7 - 5093,0	4,6	1,8	2,56
GT 26	TM	Cluses, Col de la Portaz	324,0 - 5093,9	1,3	1,1	1,18
GT 27	TM	Cluses, Col de la Portaz	324,1 - 5093,4	3,1	1,5	2,07

TABLEAU N° 4. - Thermoluminescence des filons de quartz stériles alpins du massif de l'Argentera.

N°ECH.	ENCAISSANT	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia
ARG 6A	Migmatite, Fenestre	TM	St.-Martin-Vésubie, Rr. du Contet	1005,2 - 209,1	6,7	6,6	1,02
ARG 31	Migmatite, Adus	TM	Le Boréon, Les Trois Ponts	994,2 - 212,5	7,7	7	1,1
ARG 37A	Migmatite, Adus	TM	Le Boréon, barrage	995,6 - 213,4	6,1	2,6	2,35
ARG 37B	Migmatite, Adus	TM	Le Boréon, barrage	995,6 - 213,4	7,2	6,2	1,16
ARG 37C	Migmatite, Adus	TM	Le Boréon, barrage	995,6 - 213,4	4,8	5,4	0,89
ARG 51	Migmatite, Fenestre	TM	St.-Martin-Vésubie, Les Pontets	997,8 - 210,7	7	5,5	1,27
ARG 60	Gneiss, Chastillon	TM	St.-Etienne-de-Tinée, T. de l'Adrech	984,8 - 222,1	2,3	2,2	1,05
ARG 61	Gneiss biotitique	TM	St.-Etienne-de-Tinée, Gran Capanna	981,3 - 226,3	1,1	1,3	0,85
ARG 62	Migmatite, Malinvern	TM	St.-Etienne-de-Tinée, Lac d'Orgials	983,9 - 223,5	1,2	1,8	0,67

(1) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 5. - Thermoluminescence des exsudats et des filons de quartz stériles du massif des Maures.

N°ECH.	ENCAISSANT(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
MAU 1	Msch., Cap Nègre	TM	St.-Tropez-Cap Lardier, R. Bonportreau	939,2 - 104,8	11,7	47,7	0,25	-	304	397	-	10	40	####
MAU 2	Msch., Cap Nègre	TM	St.-Tropez-Cap Lardier, R. Bonportreau	939,2 - 104,8	6,6	34,7	0,19	-	309	389	-	9	18	####
MAU 3	Msch., Cap Nègre	TM	St.-Tropez-Cap Lardier, R. Bonportreau	939,2 - 104,8	11,8	54,2	0,22	-	-	387	-	-	46	####
MAU 4	Gn., Cap Nègre	TM	St.-Tropez-Cap Lardier, R. Bonportreau	938,6 - 104,7	20,1	83,2	0,24	-	-	381	-	-	53	####
MAU 5	Gn., Cap Nègre	TM	St.-Tropez-Cap Lardier, R. Bonportreau	938,6 - 104,7	23,4	165,8	0,14	-	-	383	-	-	57	####
MAU 11	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Pramousquier	934,0 - 103,1	24	27,4	0,88	275	-	375	69	-	37	65,09
MAU 12	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Pramousquier	934,0 - 103,1	13,3	23,3	0,57	274	329	378	38	22	18	67,86
MAU 13	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Pramousquier	934,0 - 103,1	27,7	23,8	1,16	268	-	360	81	-	37	68,64
MAU 14	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Pramousquier	934,0 - 103,1	5,7	24,3	0,23	-	-	402	-	-	20	####
MAU 15	Gn., Bornes	TM	Hyères, Pte. de Nard-Viou	929,0 - 101,4	13,3	15,3	0,87	-	-	395	-	-	35	####
MAU 16	Gn., Bornes	TM	Hyères, Pte. de Nard-Viou	929,0 - 101,4	9,9	12,7	0,78	288	-	381	5	-	23	17,86
MAU 17	Gn., Bornes	TM	Hyères, Pte. de Nard-Viou	929,0 - 101,4	7,7	15,7	0,49	-	-	399	-	-	20	####
MAU 18	Msch., Berles	TM	Hyères, Cap Bénat	927,8 - 96,1	4,5	21,4	0,46	280	341	386	17	16	14	54,84
MAU 19	Phyl., N.-D. des Anges	TM	Hyères, Les Bornettes	919,2 - 99,2	4,9	15,1	0,32	292	-	393	-	-	11	####
MAU 20	Phyl., Sauvettes	TM	Hyères, Hyères-Nord	907,6 - 99,2	8	12,3	0,65	274	354	378	18	10	9	66,67
MAU 21	Phyl., Sauvettes	TM	Hyères, Hyères-Nord	908,5 - 89,2	7,2	6,4	1,13	278	340	378	12	10	9	57,14
MAU 22	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens	908,7 - 89,4	6,1	4,8	1,27	286	344	-	4	9	-	####
MAU 23	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens	908,7 - 89,4	6,6	6,8	0,97	-	-	396	-	-	18	####
MAU 24	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens	908,7 - 89,4	6,4	19,7	0,32	296	-	-	5	-	-	####
MAU 25	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens	911,4 - 88,2	11,2	50,9	0,22	281	-	360	10	-	21	32,26
MAU 27	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens-Tour Fondue	911,4 - 88,2	9,3	8,8	1,06	281	-	353	11	-	18	37,93
MAU 28	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens-Tour Fondue	923,3 - 115,7	8,4	18,4	0,46	273	341	386	16	11	12	57,14
MAU 31	Phyl., Sauvettes	TM	Collobrières, Les Sauvettes	933,9 - 123	19,3	44,7	0,43	-	306	391	-	29	48	####
MAU 37	Gn., Bornes	TM	Collobrières, Rau. Neuf-Riaux	936,4 - 105,1	20	17,9	1,12	272	-	370	36	-	52	40,91
MAU 42G	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Col du Canadel	936,4 - 105,1	14,8	8	1,85	269	-	370	30	-	32	48,39
MAU 42H	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Col du Canadel	936,4 - 105,1	21	16,3	1,29	269	-	361	48	-	41	53,93
MAU 42T	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Col du Canadel	924,8 - 105,2	21,2	11,6	1,83	273	329	-	62	42	-	####
MAU 43	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Von. de Gratteloup											

(1) Gn. = Gneiss ; Lept.-Amph. = Leptyno-amphibolite ; Msch. = Micaschiste ; Phyl. = Phyllade.

(2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 5 (suite et fin).

MAU 44	Gn., Bormes	TM	Collobrières, Rau. de la Verne	926,4 - 112,2	18,8	40	0,47	281	-	395	23	-	55	29,49
MAU 45	Gn., Bormes	TM	Collobrières, Von. de Prabousquet	927,7 - 111,5	23,6	46,1	0,51	-	-	380	-	-	25	####
MAU 46	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens-Tour Fondue	911,1 - 88,1	9,6	27,1	0,35	286	-	353	9	-	18	33,33
MAU 47	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens-Tour Fondue	911,1 - 88,1	13,1	11,2	1,17	280	341	-	21	28	-	####
MAU 48	Phyl., Camaures	TM	Hyères, Giens	911,0 - 88,5	10,7	12,9	0,83	287	341	-	17	28	-	####
MAU 53A	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Canadel	935,2 - 104,9	14,6	42,5	0,34	-	306	378	-	24	35	####
MAU 53C	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Canadel	935,2 - 104,9	19	15	1,27	280	-	370	32	-	46	41,03
MAU 53P1	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Canadel	935,2 - 104,9	28,8	32,8	0,88	281	-	378	45	-	50	47,37
MAU 53P3	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Canadel	935,2 - 104,9	17,8	32,5	0,55	292	-	398	31	-	28	52,54
MAU 53P5	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Canadel	935,2 - 104,9	18	12,8	1,41	287	-	386	29	-	29	50
MAU 53Q	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Canadel	935,2 - 104,9	18,6	37	0,5	298	-	367	32	-	24	57,14
MAU 53R	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Canadel	935,2 - 104,9	23,5	45,7	0,51	284	-	375	45	-	41	52,33
MAU 53S	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Canadel	935,2 - 104,9	12,2	12	1,02	270	-	380	19	-	26	42,22
MAU 54	Phyl., Sauvettes	TM	Collobrières, Rau. du Real d'Or	923,4 - 119,2	10	17,5	0,57	271	-	365	23	-	18	56,1
MAU 55	Phyl., Sauvettes	TM	Collobrières, Rau. du Real d'Or	923,3 - 119,0	13,4	25,6	0,52	276	322	-	45	26	-	####
MAU 56	Phyl., Sauvettes	TM	Collobrières, Rau. du Real d'Or	923,3 - 118,9	16,3	28,9	0,56	276	324	372	37	29	28	56,92
MAU 57	Phyl., Sauvettes	TM	Collobrières, Rau. du Real d'Or	923,1 - 118,7	2,1	15,6	0,13	-	-	376	-	-	6	####
MAU 71	Msch., Berles	TM	Collobrières, Cros de Guérin	923,3 - 114,8	2,7	18,2	0,15	274	-	-	6	-	-	####
MAU 72	Phyl., Sauvettes	TM	Collobrières, Les Sauvettes	923,4 - 115,9	6,4	54,1	0,12	273	335	387	13	11	10	56,52
MAU 73	Phyl., Sauvettes	TM	Collobrières, Col de Fourche	922,9 - 117,2	5,2	34,4	0,15	283	343	388	4	12	10	28,57
MAU 100	Gn., Bormes	TM	Collobrières, Col du Babaou	922,3 - 108,1	13	20,9	0,62	269	319	370	30	23	22	57,69
MAU 101	Gn., Bormes	TM	Collobrières, Roches Blanches	933,5 - 119,5	27,8	27	1,03	290	324	370	22	19	14	61,11
MAU 102	Gn., Bormes	TM	Collobrières, Col de Taillude	928,4 - 113,4	13,8	32,9	0,42	-	-	368	-	-	45	####
MAU 103	Msch., Berles	TM	Hyères, Trapan	922,0 - 101,8	20,6	17,8	1,16	260	310	355	62	30	25	71,26
MAU 104	Lept.-Amph., Berles	TM	Hyères, Valcros	920,1 - 106,7	9	15,2	0,59	269	310	-	30	22	-	####
MAU 105	Lept.-Amph., Berles	TM	Hyères, Valcros	920,1 - 106,7	16,4	14,4	1,14	271	310	360	30	27	35	46,15
MAU 106	Lept.-Amph., Berles	TM	Hyères, Valcros	920,1 - 106,7	8,9	11,6	0,77	264	323	-	23	14	-	####
MAU 107	Lept.-Amph., Berles	TM	Hyères, Valcros	920,1 - 106,7	20	17,1	1,17	270	317	359	59	39	24	71,08
MAU 108	Lept.-Amph., Berles	TM	Hyères, Valcros	920,1 - 106,7	19,5	31,4	0,62	263	314	-	67	29	-	####
MAU 109	Lept.-Amph., Berles	TM	Hyères, Valcros	920,1 - 106,7	9,8	16,4	0,6	275	329	366	16	21	19	45,71
MAU 116A	Msch., Cap Nègre	TM	Hyères, Col du Canadel	935,5 - 105,2	21	27,8	0,76	272	-	366	29	-	51	36,25
MAU 120A	Phyl., Sauvettes	TM	Hyères, Cabasson	924,2 - 96,9	8,3	13,2	0,63	281	-	380	4	-	13	23,53
MAU 120B	Phyl., Sauvettes	TM	Hyères, Cabasson	924,2 - 96,9	9,3	7,5	1,24	263	313	-	12	8	-	####

- 270 -

TABLEAU N° 6. - Thermoluminescence des mobilisats, des exsudats et des filons de quartz stériles du massif de Tanneron.

N°ECH.	ENCAISSANT(1)	TRI(2)	FEUILLE1/50000;LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
TAN 31	Gn. amygdalaire	TM	Grasse-Cannes, N.-D. de Valcluse	970,1 - 156,2	45,9	39,7	1,16	287	-	392	40	-	117	25,48
TAN 40	Gn. leptynitique	TM	Grasse-Cannes, Les Termes	970,2 - 148,8	29,4	36,8	0,8	-	-	382	-	-	100	####
TAN 41	Gn. leptynitique	TM	Grasse-Cannes, Les Termes	970,1 - 148,9	95,1	63	1,51	299	-	385	26	-	88	22,81
TAN 42	Gn. leptynitique	TM	Grasse-Cannes, Les Termes	970,1 - 149,0	29,9	29,7	1,01	284	-	399	18	-	86	17,31
TAN 43	Gn. leptynitique	TM	Grasse-Cannes, Les Termes	970,2 - 148,9	36,8	27	1,36	290	-	389	47	-	76	38,21
TAN 47	Migmatite	TM	Fayence, Quiston	962,0 - 152,1	17,8	17,9	0,99	265	-	366	36	-	33	52,17
TAN 48A	Migmatite	TM	Grasse-Cannes, Rau. de la Verrerie	964,9 - 152,9	48,5	69	0,7	-	-	375	-	-	183	####
TAN 48B	Migmatite	TM	Grasse-Cannes, Rau. de la Verrerie	964,9 - 152,9	48,2	72,9	0,66	-	-	377	-	-	175	####
TAN 49A	Migmatite	TM	Grasse-Cannes, Les Trois Pins	964,8 - 154,0	60,5	39,7	1,52	274	-	384	42	-	173	19,53
TAN 49B	Migmatite	TM	Grasse-Cannes, Les Trois Pins	964,8 - 154,0	34,6	27,9	1,24	269	-	382	33	-	90	26,83
TAN 50	Gn. amphibolique	TM	Grasse-Cannes, Tanneron	967,4 - 152,8	10,3	18,7	0,55	282	-	388	11	-	26	29,73
TAN 51	Gn. leucocrate	TM	Grasse-Cannes, Le Grand Duc	969,5 - 150,6	67,3	40,4	1,67	265	-	362	46	-	165	21,8
TAN 52	Gn. leucocrate	TM	Grasse-Cannes, Le Grand Duc	969,6 - 150,6	84,9	90	0,94	260	-	364	40	-	240	14,29
TAN 53	Gn. leucocrate	TM	Grasse-Cannes, Le Grand Duc	969,4 - 150,6	102,9	89,7	1,15	264	-	362	75	-	294	20,33
TAN 100	Gneiss	TM	Fréjus-Cannes, Reyran	957,1 - 143,4	28	53,2	0,53	264	-	359	22	-	80	21,57
TAN 101	Gneiss	TM	Fréjus-Cannes, Reyran	957,1 - 143,4	24,5	53,4	0,46	282	-	357	39	-	53	42,39
TAN 102	Gneiss	TM	Fréjus-Cannes, Reyran	957,1 - 143,4	30,3	42	0,72	259	-	369	21	-	93	18,42
TAN 103	Gneiss	TM	Fréjus-Cannes, Reyran	957,1 - 143,4	47,8	24	1,99	275	-	363	60	-	130	31,58
TAN 104	Gneiss	TM	Fréjus-Cannes, Reyran	957,1 - 143,4	53,5	27	1,98	274	-	359	74	-	122	37,76

(1) Gn. = Gneiss.

(2) TM = Tri manuel.

- 271 -

TABLEAU N° 7. - Thermoluminescence des filons de quartz stériles alpins du massif du Pelvoux et de ses abords entre l'Embrunais et la Maurienne.

N°ECH.	ENCAISSANT(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50 000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia
PE 69A	Mg., Pelvoux	TM	Orcières, Fournel	298,8 - 4962,8	3,3	3,8	0,87
PE 69B	Mg., Pelvoux	TM	Orcières, Fournel	298,8 - 4962,8	4,8	7	0,69
PE 97A	Mg., Pelvoux	TM	Orcières, La Selle	291,2 - 4962,6	3,4	6,7	0,51
PE 102	Gn., Pelvoux	TM	La Grave, Combe Malaval	283,3 - 4991,2	5	4,8	1,04
PE 103A	Gn., Pelvoux	TM	La Grave, Lac Chambon	277,7 - 4991,5	3,2	3,9	0,82
BEL 10A	Gr., Belledonne	TM	La Rochette, Les Cartières	287,4 - 5027,0	4,1	6,7	0,61
BEL 12A	Gr., Belledonne	TM	La Rochette, Epierre	288,3 - 5037,7	3,5	12,2	0,29
BEL 12B	Gr., Belledonne	TM	La Rochette, Epierre	288,3 - 5037,7	5	8,5	0,59
GR 1	Orth., Gdes. Rousses	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Croix de Fer	280,7 - 5012,4	4,9	6	0,82
TD 3	Dolomie, Trias	TM	St.-Jean-de-Maurienne, L'Echaillon	293,6 - 5017,6	3,9	7,4	0,53
JD 1B	Calcaire, Bajocien	TM	La Rochette, Pic de l'Huile	277,8 - 5039,3	4,3	3	1,43
JD 2A	Calcaire, Bajocien	TM	La Rochette, Pic de l'Huile	277,8 - 5039,3	2,3	3,1	0,74
JD 5	Marne, Domérien	TM	St.-Jean-de-Maurienne, La Chal	284,5 - 5010,7	1,2	5,9	0,2
JUD 1	Calcaire, Lias	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Montpascal	291,3 - 5023,5	1,7	3	0,57
JUD 2	Calcaire, Lias	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Montpascal	291,3 - 5023,5	4,5	8,2	0,55
JUD 3	Calcaire, Lias	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Montpascal	291,3 - 5023,5	7,1	10,5	0,68
JUD 4	Csch., Aalénien	TM	St.-Jean-de-Maurienne, La Ravoire	294,8 - 5024,4	2,7	11,1	0,24
JUD 5	Csch., Aalénien	TM	St.-Jean-de-Maurienne, La Ravoire	294,8 - 5024,4	2,4	9,7	0,25
HB 5B	Cgl., Westphalien	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Télégraphe	300,2 - 5007,9	6,7	9,4	0,71
RB 4A	Cgl., Verrucano	TM	La Grave, Galibier	296,0 - 4992,5	3,1	5,6	0,55
TB 5A	Quartzite, Werfénien	TM	Guillestre, vallée du Guil	316,5 - 4945,5	16	12,3	1,3
TB 6A	Quartzite, Werfénien	TM	Guillestre, vallée du Guil	316,5 - 4945,5	13,7	11,8	1,16
ECB 3A	Csch., C.sup.-Paléoc.	TM	Guillestre, vallée du Guil	317,0 - 4949,7	4,3	1,6	2,69
ECB 3B	Csch., C.sup.-Paléoc.	TM	Guillestre, vallée du Guil	317,0 - 4949,7	4,7	2,1	2,24
FB 1A	Flysch, Lutétien	TM	Guillestre, Guillestre	312,6 - 4948,0	3,2	1,7	1,88
FB 1B	Flysch, Lutétien	TM	Guillestre, Guillestre	312,6 - 4948,0	2,6	1,3	2
SL 25	Csch.	TM	Guillestre, Château-Queyras	325,1 - 4958,6	2,4	2,1	1,14
SL 26	Csch.	TM	Guillestre, Château-Queyras	325,1 - 4958,6	6,3	5,9	1,07
SL 27	Csch.	TM	Guillestre, Château-Queyras	325,1 - 4958,6	5,6	4,4	1,27
SL 29	Csch.	TM	Guillestre, Ville-Vieille	328,8 - 4959,8	1	2,7	0,37
SL 30	Csch.	TM	Guillestre, Ville-Vieille	328,8 - 4959,8	2,1	3,3	0,64
SL 31	Csch.	TM	Guillestre, Aiguilles	330,8 - 4960,8	3,3	3,7	0,89
SL 32	Csch.	TM	Guillestre, Aiguilles	330,8 - 4960,8	3,7	2,4	1,54
SL 33	Csch.	TM	Guillestre, Aiguilles	330,8 - 4960,8	2,1	2,7	0,78
SL 34	Csch.	TM	Névache, Tunnel du Fréjus	Km 2,3/France	6,4	2,5	2,56
SL 37	Csch.	TM	Névache, Tunnel du Fréjus	Km 2,9/France	6,8	3,1	2,19
SL 38	Csch.	TM	Névache, Tunnel du Fréjus	Km 2,7/France	5,1	5,2	0,98
FH 60B	Grès, Crétacé sup.	TM	Orcières, Barre de la Cabane	294,2 - 4948,8	4,1	5,2	0,79
FH 68B	Grès, Crétacé sup.	TM	Guillestre, Le Rabious (Ardoisière)	301,2 - 4946,6	7,3	3,9	1,87
FH 69B	Grès, Crétacé sup.	TM	Guillestre, Le Rabious (Ardoisière)	301,2 - 4946,6	3,6	2,8	1,29
FH 73A	Grès, Crétacé sup.	TM	Guillestre, Crête du Penous	309,3 - 4947,5	1,7	1,7	1
FH 181	Grès, Crétacé sup.	TM	Guillestre, Le Rabious (La Touisse)	300,7 - 4946,8	1,6	10,8	0,15

(1) Csch. = Calcschiste ; FH = Flysch à Helminthoïdes ; Gn. = Gneiss ; Gr. = Granite ; Mg. = Migmatite ; Orth. = Orthophyre ; SL = Schistes lustrés.

(2) TM = Tri Manuel.

TABLEAU N° 8. - Thermoluminescence des exsudats et des filons de quartz anté-paléogènes du massif des Écrins-Pelvoux s.l.

N°ECH.	ENCAISSANT(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50 000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
PE 19A	Ogn., Crupillouse	TM	Orcières, Combe de Bécé	283,7 - 4959,9	21,3	13,7	1,55	268	-	363	12	-	53	18,46
PE 19B	Ogn., Crupillouse	TM	Orcières, Combe de Bécé	283,7 - 4959,9	13	11,5	1,13	263	-	361	15	-	21	41,67
PE 19C	Ogn., Crupillouse	TM	Orcières, Combe de Bécé	283,7 - 4959,9	11,2	9,5	1,18	266	-	367	10	-	19	34,48
PE 60A	Sch.chl., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Cabane de Suzaire	274,2 - 4955,9	6,2	24,6	0,25	-	-	355	-	-	16,3	####
PE 60C	Sch.chl., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Cabane de Suzaire	274,2 - 4955,9	20,5	31	0,66	255	329	-	36	41	-	####
PE 60E	Sch.chl., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Cabane de Suzaire	274,2 - 4955,9	14	39,9	0,35	278	339	-	23,7	30,7	-	####
PE 61A	Qz., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,7	6,7	30	0,22	-	345	-	-	17,7	-	####
PE 61B	Qz., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,7	35,8	28	1,28	264	319	-	72	79	-	####
PE 62	Msch., Vieux Chaillol	TM	Orcières, Forêt du Roy	273,7 - 4955,9	22,3	26	0,86	264	325	-	50	41,7	-	####
PE 63A	Msch., Vieux Chaillol	TM	St. Bonnet, Rnes. Chastelas	269,8 - 4958,4	4,9	7,6	0,64	-	-	363	-	-	12,3	####
PE 63B	Msch., Vieux Chaillol	TM	St. Bonnet, Rnes. Chastelas	269,8 - 4958,4	12,8	7,6	1,68	261	349	-	19,3	18	-	####
PE 63C	Msch., Vieux Chaillol	TM	St. Bonnet, Rnes. Chastelas	269,8 - 4958,4	7,1	4,5	1,58	262	330	-	13	10	-	####
PE 63D	Msch., Vieux Chaillol	TM	St. Bonnet, Rnes. Chastelas	269,8 - 4958,4	16,1	11,2	1,44	264	327	-	41,3	24	-	####
PE 65B	Cgl., Vieux Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	7,4	21,5	0,34	-	-	374	-	-	22,7	####
PE 65C	Cgl., Vieux Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	5	17,9	0,28	-	-	361	-	-	14,6	####
PE 65D	Cgl., Vieux Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	5,9	17,5	0,34	-	-	364	-	-	15,3	####
PE 67B	Cgl., Vieux Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	5,7	18,6	0,31	-	-	357	-	-	12	####
PE 67C	Cgl., Vieux Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	4,6	13,9	0,33	-	-	348	-	-	8	####
PE 73A	Gn., Dourmillouse	TM	Orcières, Dourmillouse	298,3 - 4956,7	18,2	30	0,61	277	-	361	13	-	52,3	19,91
PE 73B	Gn., Dourmillouse	TM	Orcières, Dourmillouse	298,3 - 4956,7	26,6	34	0,78	277	-	364	28	-	85	24,78
PE 93	Gn., Sirac	TM	Orcières, La Selle	291,8 - 4964,1	2,5	7,6	0,33	272	-	355	1	-	5,3	15,87
PE 96	Mg., Bans	TM	Orcières, La Selle	291,1 - 4962,4	10,4	8,1	1,28	265	-	346	25	-	17	59,52
PE 113	Gr., Champhorent	TM	St.-Christophe-en-Oisans, Champhorent	279,9 - 4979,6	6,4	12,6	0,51	275	320	-	9	10	-	####

(1) Cgl. = Conglomérat métamorphique ; Gn. = Gneiss ; Gr. = Granite ; Msch. = Micaschiste ; Ogn. = Orthogneiss ; Qz. = Quartzite ; Sch.chl. = Schiste chloriteux.

(2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 9. - Thermoluminescence des exsudats et des filons de quartz stériles anté-paléogènes des socles de Belledonne-Taillefer, du Beaufin et de La Mure.

N°ECH.	ENCAISSANT(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XY UTM 31-32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
BEL 11	Msch., série satinée	TM	La Rochette, St. Léger	287,0 - 5034,9	9,1	16,9	0,54	221	305	-	3	19	-	####
BEL 15	Msch., série satinée	TM	Vizille, Bois de Montrochat	719,0 - 4991,4	21,3	12,5	1,7	271	331	378	20	58	29	40,82
BEL 17	Msch., série satinée	TM	Vizille, Bois de Montrochat	718,7 - 4991,1	76,4	48,1	1,59	286	334	-	135	193	-	####
BEL 18	Msch., série satinée	TM	Vizille, Bois de Montrochat	718,7 - 4991,1	27,1	16,5	1,64	281	328	372	34	53	35	49,28
BEL 20A	Sch., série satinée	TM	La Rochette, Grand Cucheron	285,1 - 5041,2	21,3	35,2	0,61	278	337	-	37	49	-	####
BEL 20B	Sch., série satinée	TM	La Rochette, Grand Cucheron	285,1 - 5041,2	21,8	27	0,81	274	343	-	38,5	50	-	####
BEL 20C	Sch., série satinée	TM	La Rochette, Grand Cucheron	285,1 - 5041,2	40	32,7	1,22	278	338	-	80	96	-	####
BEL 20D	Sch., série satinée	TM	La Rochette, Grand Cucheron	285,1 - 5041,2	7,6	12,8	0,59	275	339	-	44	54	-	####
BEL 29A	Migmatite, série verte	TM	Bourg-St.-Maurice, Col de Méraillet	315,8 - 5063,2	14,3	9,2	1,55	272	-	369	37	-	18	67,27
BEL 29B	Migmatite, série verte	TM	Bourg-St.-Maurice, Col de Méraillet	315,8 - 5063,2	14,1	6,8	2,07	270	-	367	36	-	18	66,67
BEL 30A	Migmatite, série verte	TM	Bourg-St.Maurice, La Turnat	315,9 - 5064,4	13,5	12,4	1,09	281	-	368	26,5	-	26,5	50
BEL 44A	Msch., série satinée	TM	Bourg-St.-Maurice, La Louie	304,7 - 5065,9	18,8	20,5	0,92	281	338	-	36	50,5	-	####
BEL 44B	Msch., série satinée	TM	Bourg-St.-Maurice, La Louie	304,7 - 5065,9	29,7	21,5	1,38	275	343	-	58,5	73,5	-	####
BEL 50	Schiste	TM	La Mure, Le Crey	718,0 - 4980,6	9,3	7,8	1,19	277	337	385	13,5	18,5	13,5	50
BEL 51	Schiste	TM	La Mure, Le Crey	718,0 - 4980,6	7,5	16,9	0,44	279	343	390	9	20,5	9,5	48,65
BEL 52	Schiste	TM	La Mure, Feyteny	718,3 - 4981,6	17,3	14,3	1,21	273	339	-	24,5	45,5	-	####
BEL 53	Schiste	TM	La Mure, Feyteny	718,3 - 4981,6	5,8	6,1	0,95	256	335	-	11,5	10	-	####
BEL 54	Schiste	TM	La Mure, Feyteny	718,3 - 4981,6	7,1	7	1,01	273	339	377	11	16,5	11,5	48,89
BEL 55	Quartzite	TM	St. Bonnet, Beaufin	735,6 - 4963,9	33	33,9	0,97	279	333	-	56	82	-	####
BEL 56	Quartzite	TM	St. Bonnet, Beaufin	735,6 - 4963,9	21,8	21,3	1,02	280	328	-	47,5	41,5	-	####
BEL 57	Schiste	TM	St. Bonnet, Beaufin	735,6 - 4963,9	9,7	10,8	0,9	275	332	-	21	17,5	-	####
BEL 58	Schiste	TM	St. Bonnet, Beaufin	735,6 - 4963,9	12,2	14,2	0,86	266	332	-	26,5	24	-	####
BEL 59	Schiste	TM	St. Bonnet, Beaufin	735,6 - 4963,9	10,4	19,4	0,54	-	294	-	-	28	-	####
BEL 60	Quartzite	TM	St. Bonnet, Beaufin	735,2 - 4964,2	3,7	9,7	0,38	-	-	368	-	-	9,5	####
BEL 61	Quartzite	TM	St. Bonnet, Beaufin	735,2 - 4964,2	10	16	0,63	-	306	351	-	21,5	19,5	####
BEL 62	Migmatite	TM	La Mure, Chabrand	731,6 - 4975,0	17,6	20	0,88	260	-	362	34	-	28	54,84
GR 10	Schiste	TM	Vizille, Gorges de l'Infernet	272,7 - 4991,6	32	27	1,19	280	338	-	69,5	63,5	-	####
GR 11	Leptynite	TM	Vizille, Gorges de l'Infernet	271,7 - 4991,7	52	41,4	1,26	270	334	-	130	82	-	####
GR 15	Granite, Clapier	TM	Vizille, Le Creux	267,5 - 4990,5	19,6	13,2	1,48	280	-	366	41	-	26,7	60,56
GR 16	Granite, Clapier	TM	Vizille, Le Creux	267,5 - 4990,3	29,3	20,1	1,46	274	-	368	57,3	-	41	58,29

(1) Msch. = Micaschiste ; Sch. = Schiste. (2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 10. - Thermoluminescence de quelques filons de quartz minéralisés des socles de Belledonne-Taillefer, des Grandes Rousses et de leur tégument permo-carbonifère.

N°ECH.	MINERALISATION	ENCAISSANT	TRI(1)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XY UTM 31-32T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3
BEL 16	Sidérose-Plomb	Micaschiste, série satinée	TM	Vizille, Bois de Montrochat	719,0 - 4991,4	57,7	65,8	0,88	246	295	351
GR 12	Plomb-Zinc	Granite, Clapier	TM	Vizille, Le Pontet	266,2 - 4991,9	104,7	114,5	0,91	-	293	-
GR 13	Plomb-Zinc	Granite, Clapier	TM	Vizille, Le Pontet	266,2 - 4991,9	60	90,4	0,66	-	291	-
GR 14	Or	Amphibolite migmatisée	TM	Vizille, La Gardette	266,3 - 4991,3	151,5	105	1,44	252	316	387
RD 3A	Sidérose	Grèsd'Allevard	TM	Domène, Plateau de Laval	267,8 - 5023,2	138,6	164,7	0,84	241	302	374
RD 3B	Sidérose	Grèsd'Allevard	TM	Domène, Plateau de Laval	267,8 - 5023,2	249	174	1,43	243	312	385
RD 3C	Sidérose	Grèsd'Allevard	TM	Domène, Plateau de Laval	267,8 - 5023,2	66,5	133	0,5	248	309	374

TABLEAU N° 11. - Thermoluminescence des fentes à quartz stériles du substratum permo-carbonifère de la fenêtre aval du Guil.

N°ECH.	MINERALOGIE	ENCAISSANT	TRI(1)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia
RB 7	Quartz-Lawsonite	Rhyodacite	TM	Guillestre, Guil	316,1 - 4949,1	4,1	1,8	2,28
RB 9	Quartz-Lawsonite	Rhyodacite	TM	Guillestre, Guil	316,0 - 4948,9	6,1	1,5	4,07
RB 10	Quartz-Lawsonite	Rhyodacite	TM	Guillestre, Guil	316,0 - 4948,9	2,7	1,7	1,59
RB 11	Quartz-Lawsonite	Rhyodacite	TM	Guillestre, Guil	315,8 - 4948,9	4,8	3,1	1,55
RB 12	Quartz ± Calcite	Conglomérat Verrucano	TM	Guillestre, Guil	316,3 - 4949,2	6,7	6,7	1
RB 13	Quartz ± Calcite	Conglomérat Verrucano	TM	Guillestre, Guil	316,3 - 4949,2	4,9	4,5	1,09

(1) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 12. - Microthermométrie et thermoluminescence de quelques filons de quartz stériles alpins des abords du massif du Pelvoux.

N° ÉCH	ENCAISSANT (1)	MINÉRALOGIE (2)	MICROTHERMOMÉTRIE DES INCLUSIONS FLUIDES						TL	
			Nb. d'inclusions analysées	T°C homogénéisation	T°C fusion	Éq. pond. NaCl	Densité	T°C formation	I _n	I _a /I _n
PE 103A	Gn., Romanche, Pelvoux	Qz., Cc., Chl.	21	nd.	-5°C	8%	nd.	nd.	3,2	3,9 0,82
GR 1	Orth., Carb., Grandes Rousses	Qz., Cc., Chl., Ab.	15	168°C	-7°C/-10°C	10-14%	0,9	270°C	4,9	6 0,82
BEL 10A	Gr., St.-Colomban, Belledonne	Qz., Cc., Chl.	29	230°C	-5°C	8% (+CO ₂)	0,85	320°C	4,1	6,7 0,61
JUD 1	Calc. Hett.-Carixien, Maurienne	Qz., Cc.	38	145°C	-3°C/-7°C	5-10%	0,95	220°C	1,7	3 0,57
JUD 3	Calc. Hett.-Carixien, Maurienne	Qz., Cc.	21	nd.	-5°C/-6°C	8-9%	nd.	nd.	7,1	11 0,68
JUD 4	Csch., Aalénien, Maurienne	Qz., Cc.	12	140°C	1-20°C	> 23%	0,96	250°C	2,7	11 0,24
GC 65B	Grès, Priabonien, Champsaur	Qz., Cc., Ab.	9	170°C	-20°C	3%	0,91	245°C	1,8	5,9 0,31
GC 85C	Grès, Priabonien, Champsaur	Qz.	19	135°C	-8°C/-11°C	12-15%	0,92	230°C	2,2	7,5 0,29
GC 121	Grès, Priabonien, Champsaur	Qz., Cc., Ab.	2	nd.	≤ -10°C	≥ 14%	nd.	nd.	2	2,1 0,95
GC 123A	Grès, Priabonien, Champsaur	Qz., Chl.	8	150°C	-9°C	13%	nd.	nd.	5	21 0,24
GC 123B	Grès, Priabonien, Champsaur	Qz.	10	160°C-170°C	-12°C	16%	nd.	nd.	1,2	1,1 1,09
GC 128A	Grès, Priabonien, Champsaur	Qz., Ab.	6	BT, 75°C, 160°C	-7°C/-20°C	10%, 23%	0,92	145°C	9,2	7,4 1,24
GC 128B	Grès, Priabonien, Champsaur	Qz., Ab.	12	180°C-230°C	-20°C	23%	0,87	280°C-320°C	6,3	3,7 1,7
FAA 7C	Cgl., Paléogène, Maurienne	Qz., Cc., Ab.	28	140°C	-12°C/-21°C	16%, 23%	0,96	250°C	7,3	8,6 0,85
FAA 31A	Cgl., Paléogène, Maurienne	Qz., Cc.	1	135°C	-11°C	15%	nd.	nd.	1,7	1,4 1,21
FAA 40A	Grès, Priabonien, Galibier	Qz., Cc.	8	#100°C	-20°C	23%	nd.	175°C	53	28 1,87
FAA 41A	Csch., Priabonien, Maurienne	Qz., Cc.	6	150°C	-1°C	2%	0,92	225°C	0,9	3 0,3
FAA 41B	Csch., Priabonien, Maurienne	Qz., Cc.	7	150°C	-3°C	4-5%	0,92	230°C	1,3	5,3 0,25
RB 4A	Cgl., Verrucano, Galibier	Qz.	3	160°C	?	?	nd.	nd.	3,1	5,6 0,55
RB 9	Rhd., Westph.D-Néoperm., Guil	Qz., Laws.	3	135°C	0°C	0%	nd.	nd.	6,1	1,5 4,07
FB 1A	Fl., Lutétien (?), Guillestre	Qz., Cc., Ab.	10	140°C	0°C	0%	nd.	190°C	3,2	1,7 1,88
FH 81	Grès de l'Embrunais, Le Rabious	Qz., Cc.	7	nd.	0°C	0% (+CO ₂)	nd.	nd.	1,6	1,1 0,15

(1) Calc. = Calcaire ; Cgl. = Conglomérat ; Csch. = Calcschiste ; Fl. = Flysch ; Gn. = Gneiss ; Gr. = Granite ; Orth. = Orthophyre, Carbonifère ; Rhd. = Rhyodacite. Localisation des échantillons : voir tableaux n° 2, 3, 7, 8, 11.

(2) Qz. = Quartz ; Cc. = Calcite ; Chl. = Chlorite ; Ab. = Albite ; Laws. = Lawsonite.

(3) L'étude thermo-optique des inclusions fluides a été effectuée à l'Ecole Normale Supérieure par Mme SABOURAUD. Les températures de formation des cristaux de quartz sont calculées en fonction d'une pression moyenne de 1kb déduite d'analyses réalisées par P. SALIOT sur les phengites du socle du Pelvoux et de sa couverture sédimentaire.

TABLEAU N° 13. - Thermoluminescence des dragées de quartz des formations oligocènes et miocènes du domaine liguro-provençal.

N° ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia
OLP 1	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Le Ray	955,8 - 169,0	15,5	13,2	1,17
OLP 2	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Le Ray	955,8 - 169,0	10,7	16,4	0,65
OLP 3	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Le Ray	955,8 - 169,0	51,2	26,1	1,96
OLP 4	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Le Ray	955,8 - 169,0	7,7	9,8	0,79
OLP 5	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Le Ray	955,8 - 169,0	7	10	0,7
OLP 6	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Blacouas - Ripples	946,9 - 167,7	64	18	3,56
OLP 7	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Blacouas - Ripples	946,9 - 167,7	7,4	8,2	0,9
OLP 8	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Blacouas - Ripples	946,9 - 167,7	4,9	14,8	0,33
OLP 9	Cgl., Stampien (?)	TM	Fayence, Blacouas - Ripples	946,9 - 167,7	2,5	11,8	0,21
MLP 1	Pdg., Miocène	TM	Menton-Nice, Roquebrune-Cap Martin	1012,2 - 175,7	1,5	1,8	0,83
MLP 2	Pdg., Miocène	TM	Menton-Nice, Roquebrune-Cap Martin	1012,2 - 175,7	1,5	2,2	0,68
MLP 3	Pdg., Miocène	TM	Menton-Nice, Roquebrune-Cap Martin	1012,2 - 175,7	3,4	2,7	1,26
MLP 4	Pdg., Miocène	TM	Menton-Nice, Roquebrune-Cap Martin	1012,2 - 175,7	1,3	1,9	0,68
MLP 5	Pdg., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Notre-Dame des Fleurs	981,7 - 170,1	4,5	7,6	0,59
MLP 6	Pdg., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Notre-Dame des Fleurs	981,7 - 170,1	6	2,3	2,61
MLP 7	Pdg., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Notre-Dame des Fleurs	981,7 - 170,1	6,5	7	0,93
MLP 8	Pdg., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Notre-Dame des Fleurs	981,7 - 170,1	32,8	50	0,66
MLP 9	Pdg., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Notre-Dame des Fleurs	981,7 - 170,1	6,6	11,8	0,56
MLP 10	Pdg., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Notre-Dame des Fleurs	981,7 - 170,1	2,8	11,7	0,24
MLP 11	Pdg., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Notre-Dame des Fleurs	981,7 - 170,1	6	90	0,07
MLP 12	Pdg., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Notre-Dame des Fleurs	981,7 - 170,1	5,3	10,7	0,5
MLP 13	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,1 - 169,7	6,7	5,3	1,26
MLP 14	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,1 - 169,7	6,5	6,9	0,94
MLP 15	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,1 - 169,7	11,1	14,9	0,74
MLP 16	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,1 - 169,7	18,3	5,8	3,16
MLP 17	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,0 - 169,7	7,5	7	1,07
MLP 18	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,0 - 169,7	14,3	21,2	0,67
MLP 19	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,0 - 169,7	20,4	23,4	0,87
MLP 20	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,0 - 169,7	43	43,9	0,98
MLP 21	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,0 - 169,7	9,7	20,3	0,48
MLP 22	Cgl., Miocène	TM	Grasse-Cannes, Vallon de St.-Arnoux	976,0 - 169,7	12,3	17,2	0,72
MLP 23	Cgl., Miocène	TM	Fayence, Sainte Luce	962,7 - 165,6	9	15,5	0,58
MLP 24	Cgl., Miocène	TM	Fayence, Sainte Luce	962,7 - 165,6	8,2	8	1,03
MLP 25	Cgl., Miocène	TM	Fayence, Sainte Luce	962,7 - 165,6	16,4	10,9	1,5
MLP 26	Cgl., Miocène	TM	Fayence, Sainte Luce	962,7 - 165,6	7	6	1,17
MLP 27	Cgl., Mio-Pliocène	TM	Moustiers-St.-Marie, Col des Abesses	918,4 - 3182,2	2,3	1,7	1,35
MLP 28	Cgl., Mio-Pliocène	TM	Moustiers-St.-Marie, Col des Abesses	918,4 - 3182,2	2,6	4,3	0,6

(1) Cgl. = Conglomérat ; Pdg. = Poudingue.

(2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 14. - Thermoluminescence des dragées de quartz du conglomérat de base paléogène du Champsaur.

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
EC 4B	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,6	13,3	52,8	0,25	-	302	-	-	37	-	####
EC 5	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,6	17,4	24,3	0,72	273	328	-	31	44,5	-	####
EC 7B	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,6	20,7	32,5	0,64	266	318	-	53,5	34	-	####
EC 7C	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,6	10,1	26,3	0,38	268	330	-	13	24,5	-	####
EC 7D	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,6	6,8	17,5	0,39	261	342	-	8	15	-	####
EC 7E	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,6	11,8	34,9	0,34	275	337	-	11	31,5	-	####
EC 7F	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,7 - 4955,6	9,9	40,7	0,24	271	340	-	9	27,5	-	####
EC 10B	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,4	14,3	12,6	1,13	270	343	365	16	33,5	30	34,78
EC 10C	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,4	4,7	13,1	0,36	266	342	369	3,5	10,5	11	24,14
EC 10D	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,4	3,3	15	0,22	268	341	-	1	6	-	####
EC 16A	TM	Orcières, Bois de Barbeyroux-Pic Queyrel	273,2 - 4954,0	13,1	16,3	0,8	264	347	-	38,5	14,5	-	####
EC 16B	TM	Orcières, Bois de Barbeyroux-Pic Queyrel	273,2 - 4954,0	8	12,1	0,66	270	339	-	18,5	14	-	####
EC 16C	TM	Orcières, Bois de Barbeyroux-Pic Queyrel	273,2 - 4954,0	6,3	14,7	0,43	276	-	358	8	-	14	36,36
EC 16D	TM	Orcières, Bois de Barbeyroux-Pic Queyrel	273,2 - 4954,0	4,1	16,3	0,25	272	346	-	8	7,5	-	####
EC 16E	TM	Orcières, Bois de Barbeyroux-Pic Queyrel	273,2 - 4954,0	16,4	9,2	1,78	266	328	-	48	25,5	-	####
EC 16F	TM	Orcières, Bois de Barbeyroux-Pic Queyrel	273,2 - 4954,0	11,8	23,3	0,51	290	339	-	23,5	28	-	####
EC 16G	TM	Orcières, Bois de Barbeyroux-Pic Queyrel	273,2 - 4954,0	12,7	8,3	1,53	265	322	-	38,5	21	-	####
EC 20A	TM	Orcières, Torrent de Chichin	294,8 - 4957,6	65,3	129,9	0,5	258	302	357	130	123	85	60,47
EC 20B	TM	Orcières, Torrent de Chichin	294,8 - 4957,6	138	103,2	1,34	259	300	355	306	285	159	65,81
EC 20C	TM	Orcières, Torrent de Chichin	294,8 - 4957,6	175,8	111,1	1,58	254	307	359	441	282	150	74,62
EC 20D	TM	Orcières, Torrent de Chichin	294,8 - 4957,6	17	16	1,06	274	-	369	35	-	29	54,69
EC 60A	TM	Orcières, Côte de Vachoux	294,2 - 4965,7	66,4	35,2	1,89	269	-	368	80	-	212	27,4

(1) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 15. - Thermoluminescence des dragées de quartz de la Nagelfluh stampienne du Dévoluy.

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY LAMBERT	In	Ia	In/Ia
GSD 7A	TM	Gap, Château du Terrail	881,4 - 258,2	6,2	4,3	1,44
GSD 7B	TM	Gap, Château du Terrail	881,4 - 258,2	4,7	1,5	3,13
GSD 7C	TM	Gap, Château du Terrail	881,4 - 258,2	5,9	5,3	1,11
GSD 7D	TM	Gap, Château du Terrail	881,4 - 258,2	1	0,8	1,25
GSD 7E	TM	Gap, Château du Terrail	881,4 - 258,2	1,5	1,8	0,83
GSD 10A	TM	Gap, Torrent de Sigaud	882,8 - 256,6	1,9	1,9	1
GSD 10B	TM	Gap, Torrent de Sigaud	882,8 - 256,6	1,9	1	1,9
GSD 10C	TM	Gap, Torrent de Sigaud	882,8 - 256,6	1,1	0,7	1,57
GSD 10D	TM	Gap, Torrent de Sigaud	882,8 - 256,6	1,2	1,1	1,09
GSD 10E	TM	Gap, Torrent de Sigaud	882,8 - 256,6	1,9	1,1	1,73
GSD 10F	TM	Gap, Torrent de Sigaud	882,8 - 256,6	1,2	1,2	1
GSD 11A	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	2,1	1,2	1,75
GSD 11B	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	0,7	1	0,7
GSD 11C	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	0,6	1,2	0,5
GSD 11D	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	1,2	1,7	0,71
GSD 11E	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	3,2	4	0,8
GSD 11F	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	0,8	1,4	0,57
GSD 11G	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	1,7	1,5	1,13
GSD 11H	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	0,6	1,6	0,38
GSD 11I	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	0,7	1,1	0,64
GSD 11J	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	1,7	2,3	0,74
GSD 11K	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	1,6	1	1,6
GSD 11L	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	1,1	2,2	0,5
GSD 11M	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	2,1	1,3	1,62
GSD 11N	TM	Gap, Montmaur	880,9 - 258,7	0,8	2	0,4
GSD 13B	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	1	1	1
GSD 13C	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	6,9	5,1	1,35
GSD 13D	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	1,4	2,5	0,56
GSD 13E	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	0,8	1	0,8
GSD 13F	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	1	0,9	1,11
GSD 13G	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	2	1,1	1,82
GSD 13H	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	1,1	2,1	0,52
GSD 13I	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	0,9	0,9	1
GSD 13J	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	1,7	1,8	0,94
GSD 13K	TM	Gap, La Montagne	880,5 - 261,5	1,2	1,3	0,92
GSD 19A	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	1,7	1,6	1,06
GSD 19B	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	1,3	1,1	1,18
GSD 19C	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	1,3	1,9	0,68
GSD 19D	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	0,8	1,5	0,53
GSD 19E	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	2,1	2	1,05
GSD 19F	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	0,8	0,9	0,89
GSD 19G	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	1,2	1	1,2
GSD 19H	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	2,7	1,4	1,93
GSD 19I	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	0,8	0,9	0,89
GSD 19O	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	0,8	1,3	0,62
GSD 19P	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	2,3	1,3	1,77
GSD 19Q	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	12,3	12,4	0,99
GSD 19R	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	2	0,8	2,5
GSD 19S	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	1,8	1,2	1,5
GSD 19T	TM	Gap, Rif Lauzon	881,4 - 258,4	1,6	1,2	1,33

(1) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 16. - Thermoluminescence du quartz détritique (quartz "en grains") et endogène (éléments de roches éruptives) des sables continentaux, des conglomérats, des calcaires et des marnes sableuses du Paléogène des Alpes maritimes s.l.

N°ECH.	MATERIEL	TRI(1)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
ELP 1	Sable	TM	Grasse-Cannes, Biot	983,4 - 159,1	71,3	30,3	2,35	280	-	361	101	-	210	32,48
ELP 2	Sable	TM	Grasse-Cannes, Biot	983,3 - 158,8	39,5	27,5	1,44	282	-	367	35	-	142	19,77
ELP 3	Sable	TM	Grasse-Cannes, Biot	983,3 - 158,8	68	30	2,27	285	-	366	64	-	240	21,05
ELP 4	Sable	TM	Grasse-Cannes, Biot	982,7 - 158,8	87,3	34,7	2,52	284	-	363	83	-	330	20,1
ELP 5	Sable	TM	Grasse-Cannes, Biot	982,4 - 159,2	60	28,7	2,09	285	-	365	66	-	198	25
ELP 6	Sable	TM	Grasse-Cannes, Biot	982,4 - 159,2	47	33,3	1,41	288	-	366	45	-	184	19,65
ELP 7	Sable	TM	Grasse-Cannes, Le Lauron	981,6 - 164,8	61,5	28,1	2,19	279	-	368	87	-	165	34,52
ELP 8	Sable	TM	Grasse-Cannes, Le Lauron	981,6 - 164,8	82,5	33,5	2,46	274	-	365	120	-	240	33,33
ELP 9	Sable	TM	Roquesteron, St.-Jeannet	986,3 - 171,3	92,4	35,7	2,59	279	-	365	126	-	294	30
ELP 10	Sable	TM	Roquesteron, St.-Jeannet	986,3 - 171,3	91,8	32	2,87	279	-	365	120	-	297	28,78
ELP 11	Sable	TM	Grasse-Cannes, Carrière Merle	981,6 - 162,8	70	26,4	2,65	275	-	366	110	-	175	38,6
ELP 12	Calcaire	TM	Grasse-Cannes, Fme. de Fontmichel	966,3 - 164,6	117	37,8	3,1	264	-	354	234	-	198	54,17
ELP 14	Sable	TM	Castellane, Eoulx	939,4 - 172,1	138,6	42,9	3,23	278	-	359	177	-	384	31,55
ELP 15	Calcaire	TM	Menton-Nice, Le Gheit	1000,3 - 178,8	42	21,4	1,96	281	-	365	51	-	140	26,7
ELP 16	Calcaire	TM	Menton-Nice, Col de Nice	1003,1 - 182,0	40,9	21,9	1,87	281	-	365	51	-	140	26,7
ELP 17	Calcaire	TM	Menton-Nice, Col de Nice	1003,1 - 182,0	45	21,9	2,05	281	-	366	52	-	150	25,74
ELP 18	Calcaire	TM	Menton-Nice, Pissaur	1005,8 - 186,6	96,6	47	2,06	275	-	363	99	-	375	20,89
ELP 19	Calcaire	TM	Menton-Nice, Pissaur	1005,8 - 186,6	102	41,5	2,46	277	-	366	99	-	384	20,5
ELP 21	Conglomérat	TM	Tende, Pinet	1024,8 - 208,7	189	46,8	4,04	278	-	368	180	-	778	18,79
ELP 21A	Rhyolite	TM	Tende, Pinet	1024,8 - 208,7	501	133,5	3,75	275	-	368	435	-	1942	18,3
ELP 21B	Rhyolite	TM	Tende, Pinet	1024,8 - 208,7	489	102,6	4,77	278	-	364	405	-	1980	16,98
ELP 21D	Rhyolite	TM	Tende, Pinet	1024,8 - 208,7	385,5	93,6	4,12	278	-	368	352,5	-	1402	20,09
ELP 21G	Rhyolite	TM	Tende, Pinet	1024,8 - 208,7	487,5	79,5	6,13	281	-	364	450	-	2032	18,13
ELP 21H	Rhyolite	TM	Tende, Pinet	1024,8 - 208,7	195	65,6	2,97	275	-	367	180	-	802	18,33
ELP 21I	Rhyolite	TM	Tende, Pinet	1024,8 - 208,7	495	93,6	5,29	275	-	367	465	-	1657	21,91
ELP 25	Marnes sableuse	SD	Roquesteron, Carrefour St.-Pierre	969,7 - 187,9	87	27	3,22	272	-	352	89	-	224	28,43
ELP 26	Calcaire	SD	Roquesteron, Pont des Miolans	969,4 - 187,6	76	36,5	2,08	278	321	352	134	156,5	172	43,79
ELP 27	Calcaire	SD	Roquesteron, Pont des Miolans	969,4 - 187,6	77,4	29,4	2,63	277	-	352	94	-	203	31,65
ELP 28	Calcaire	SD	St.-Martin-Vésubie-Le Boréon, La Bollène	1001,2 - 199,4	85,1	40,9	2,08	280	-	365	104	-	284	26,8
ELP 29	Calcaire	TM	Tende, Vallon de Bens	1026,1 - 209,9	95,4	32,7	2,92	278	-	371	75	-	364	17,08
ELP 30	Calcaire	SD	St.-Martin-Vésubie-Le Boréon, L'Arpette	1018,2 - 196,2	82,7	31,3	2,64	287	-	366	110	-	247	30,81

(1) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 17. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des grès paléogènes de type "Annot".

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
GA 1	TM	Entrevaux, Rouaine	947,6 - 190,5	66,2	41,5	1,6	269	-	352	-	143	-	79	-	64,41
GA 2	TM	Entrevaux, Rouaine	947,4 - 190,3	54,4	57,3	0,95	266	-	355	-	115	-	61	-	65,34
GA 3	TM	Roquesteron, Von. de Sambuguel	970,1 - 188,4	46	29,7	1,55	268	-	356	-	114	-	56	-	67,06
GA 4	TM	Roquesteron, Von. de Sambuguel	970,1 - 188,5	51,5	32,6	1,58	272	-	357	-	113	-	64	-	63,84
GA 5	TM	Roquesteron, Von. de Sambuguel	970,1 - 188,9	38,7	30,8	1,26	273	-	358	-	83,5	-	55	-	60,29
GA 6	TM	Roquesteron, Von. de Sambuguel	970,2 - 189,4	47,4	39,1	1,21	272	-	356	-	110	-	63	-	63,58
GA 7	TM	Roquesteron, Von. de Sambuguel	970,4 - 189,7	52,7	45	1,17	269	-	356	-	117	-	60	-	66,1
GA 8	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	57,7	31,6	1,83	275	-	354	-	111	-	90	-	55,22
GA 9	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	50,5	36,9	1,37	269	-	356	-	112	-	60,5	-	64,93
GA 10	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,4	44	25,2	1,75	274	-	358	-	91	-	58	-	61,07
GA 11	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	44	25,7	1,71	274	-	364	-	94,5	-	57	-	62,38
GA 12	TM	Puget-Théniers, Pinaud	970,6 - 190,5	41,5	28,7	1,45	274	-	357	-	87,5	-	61	-	58,92
GA 13	TM	Roquesteron, Rau. de la Penne	970,6 - 190,2	45,3	27,3	1,66	274	-	355	-	84	-	69	-	54,9
GA 14	TM	Roquesteron, La Croix	965,0 - 189,3	36,7	27,4	1,34	276	-	360	-	81	-	58	-	58,27
GA 15	TM	Roquesteron, La Croix	964,9 - 189,1	38,6	35,6	1,08	271	-	362	-	84,5	-	51,5	-	62,13
GA 16	TM	Roquesteron, Le Château	967,9 - 190,0	39,6	28,7	1,38	273	-	357	-	84	-	63	-	57,14
GA 17	TM	Roquesteron, Le Château	967,9 - 190,1	39,3	38,4	1,02	264	-	356	-	65,5	-	48	-	57,71
GA 18	TM	Roquesteron, Saint-Antonin	972,3 - 189,3	41,7	45,5	0,92	267	-	343	-	92	-	51	-	64,34
GA 19	TM	Roquesteron, Von. de Sambuguel	970,1 - 188,4	42,2	48,2	0,88	266	-	340	-	97	-	49	-	66,44
GA 20	TM	Roquesteron, Von. de Sambuguel	970,4 - 189,7	36,6	52,8	0,69	278	-	360	-	79	-	48	-	62,2
GA 21	TM	Roquesteron, Rau. de la Penne	970,6 - 190,2	46,4	35,2	1,32	274	-	365	-	75,5	-	67	-	52,98
GA 22	TM	Roquesteron, Les Fabres	968,3 - 189,3	40,8	34	1,2	277	-	362	-	78,5	-	55	-	58,8
GA 42	TM	Menton-Nice, Bendejun	998,4 - 183,2	46,8	54,3	0,86	271	-	360	-	93,5	-	59	-	61,31
GA 43	TM	Menton-Nice, Bendejun	998,5 - 182,9	49,7	34,6	1,44	271	-	358	-	95	-	73	-	56,55
GA 44	TM	Menton-Nice, Col de Nice	1002,4 - 181,9	39,6	20,5	1,93	269	-	364	-	81	-	64	-	55,86
GA 45	TM	Menton-Nice, Col de Nice	1002,3 - 181,9	39,6	19,6	2,02	268	-	362	-	84	-	62	-	57,53
GA 46	TM	Menton-Nice, Col de Nice	1002,2 - 181,8	42,5	18,7	2,27	268	-	361	-	94	-	66	-	58,75
GA 47	TM	Menton-Nice, Costa Negra	1000,1 - 184,1	42,4	23,6	1,8	269	-	360	-	85	-	68	-	55,56
GA 48	TM	Menton-Nice, Valenca	999,6 - 183,7	40,7	15,2	2,68	274	-	364	-	76	-	71	-	51,7
GA 49	TM	Menton-Nice, Col de Nice	1002,3 - 181,9	52,2	34,5	1,51	268	-	355	-	99	-	71	-	58,24

(1) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 17 (suite).

GA 50	TM	Menton-Nice, Chlle. St.-Sébastien	998,0 - 184,7	38,4	20,2	1,9	267	-	362	-	80	-	64	-	55,56
GA 51	TM	Menton-Nice, La Para	998,3 - 185,3	33,3	19,3	1,73	269	-	362	-	69	-	52	-	57,02
GA 52	TM	Menton-Nice, Contes	1000,0 - 180,2	42,4	21,2	2	274	-	365	-	88	-	61	-	59,06
GA 53	TM	Menton-Nice, Le Vignal	1000,9 - 181,9	50,2	26,5	1,89	274	-	357	-	97,5	-	68	-	58,91
GA 54	TM	Menton-Nice, Pte. du Clotet	1000,4 - 183,3	40,2	30,4	1,32	267	-	358	-	72	-	64	-	52,94
GA 55	TM	Menton-Nice, La Vernea - Sclos	1002,0 - 180,0	33,4	12,9	2,59	270	-	365	-	71	-	49	-	59,17
GA 56	TM	Menton-Nice, La Vernea - Sclos	1002,0 - 180,0	39,9	31,8	1,25	265	-	357	-	83	-	49	-	62,88
GA 59	TM	Menton-Nice, Val de Gorbio	1012,9 - 177,2	35,4	33,7	1,05	271	-	377	-	77	-	45	-	63,11
GA 60	TM	Menton-Nice, Val de Gorbio	1012,7 - 177,2	40,5	21,6	1,88	275	-	377	-	93	-	47,5	-	66,19
GA 61	TM	Menton-Nice, Sanat. de Gorbio	1013,0 - 177,3	40,4	19	2,13	274	-	377	-	78	-	62	-	55,71
GA 62	TM	Menton-Nice, Menton-Ste. Agnès	1012,2 - 178,2	35,3	31,5	1,12	270	319	375	-	77	56	41	-	65,25
GA 63	TM	Menton-Nice, Le Carei	1014,2 - 179,5	30,4	18,7	1,63	271	322	365	-	69	49	39	-	63,89
GA 64	TM	Menton-Nice, Cvnt. de l'Annonciade	1014,4 - 178,0	32,8	37,3	0,88	270	-	362	-	74,5	-	40	-	65,07
GA 65	TM	Menton-Nice, Rau. de Fossan	1015,7 - 178,5	37	20,9	1,77	271	-	365	-	69,5	-	58,5	-	54,3
GA 66	TM	Menton-Nice, Sanat. de Gorbio	1013,0 - 177,6	47,7	33,3	1,43	279	-	374	-	77	-	71	-	52,03
GA 67	TM	Menton-Nice, Col de Garde	1012,9 - 177,7	50	34,9	1,43	278	-	372	-	81	-	74	-	52,26
GA 68	TM	Entrevaux, Les Barmettes	950,1 - 194,8	38,5	24,7	1,56	266	-	358	-	72	-	67	-	51,8
GA 69	TM	Entrevaux, Les Barmettes	949,9 - 194,7	36,3	26	1,4	267	-	366	-	76	-	51	-	59,84
GA 70	TM	Entrevaux, Le Gros Vallon	946,5 - 198,9	40,4	39,3	1,03	270	-	362	-	75	-	77	-	49,34
GA 71	TM	Entrevaux, La Combe de Méailles	945,7 - 201,9	41	23,4	1,75	270	-	359	-	77	-	83	-	48,13
GA 72	TM	Entrevaux, La Beauge	949,1 - 200,6	33,9	29,5	1,15	269	-	366	-	58	-	69	-	45,67
GA 73	TM	Entrevaux, La Beauge	949,0 - 200,5	38,7	25,3	1,53	265	-	365	-	70	-	69	-	50,36
GA 74	TM	Entrevaux, La Beauge	948,8 - 200,5	58,3	35,2	1,66	261	-	365	-	108	-	112	-	49,09
GA 75	TM	Entrevaux, Col d'Argenton	947,5 - 199,5	41,6	35,9	1,16	266	-	360	-	71	-	74	-	48,97
GA 76	TM	Entrevaux, La Route	947,2 - 199,7	49	33,3	1,47	269	-	365	-	88	-	90	-	49,44
GA 77	TM	Entrevaux, Le Casset	946,2 - 201,2	50,4	28	1,8	268	-	365	-	87	-	107	-	44,85
GA 78	TM	Entrevaux, Côte d'Andigou	945,7 - 202,1	43	25	1,72	271	-	365	-	82	-	76	-	51,9
GA 79	TM	Entrevaux, La Chambre du Roi	948,6 - 193,6	44,8	26,6	1,68	267	-	361	-	99	-	69	-	58,93
GA 80	TM	Entrevaux, Feraudy	946,0 - 195,9	55,6	28,7	1,94	276	-	362	-	101	-	81,5	-	55,34
GA 81A	TM	Entrevaux, Roubion	945,7 - 197,1	58,4	31,4	1,86	267	-	363	-	117,5	-	98	-	54,52
GA 81B	TM	Entrevaux, Coblance	946,3 - 197,3	48,5	33	1,47	268	-	362	-	88	-	85	-	50,87
GA 82	TM	Entrevaux, Le Coulomp	949,7 - 195,4	61	29	2,1	264	-	360	-	114	-	86	-	57
GA 83	TM	Entrevaux, Le Coulomp	949,6 - 195,0	56	25,3	2,21	264	-	362	-	112,5	-	79,5	-	58,59
GA 84	TM	Entrevaux, Crête de la Barre	950,4 - 195,4	43	27,9	1,54	270	-	361	-	75	-	74	-	50,34
GA 85	TM	Puget-Théniers, Chandelet	963,5 - 194,2	35,9	19,7	1,82	271	-	355	-	84	-	50	-	62,69

TABLEAU N° 17 (suite).

GA 86	TM	Puget-Théniers, Le Save	963,5 - 194,2	37,5	23,9	1,57	271	-	355	-	84	-	52	-	61,76
GA 87	TM	Puget-Théniers, Le Save	963,6 - 194,1	40,8	32,9	1,24	270	-	357	-	88	-	57	-	60,69
GA 88A	TM	Puget-Théniers, Le Save	963,6 - 194,0	40	34,7	1,15	274	-	355	-	83	-	63	-	56,85
GA 88B	TM	Puget-Théniers, Le Save	963,6 - 194,0	41,8	33,2	1,26	274	-	355	-	80	-	68	-	54,05
GA 89A	TM	Puget-Théniers, Le Save	964,3 - 194,1	34,6	21,2	1,63	266	-	363	-	62,5	-	61	-	50,61
GA 89B	TM	Puget-Théniers, St.-Roch	963,7 - 194,0	32,3	22,9	1,41	273	-	361	-	53	-	66	-	44,54
GA 90	TM	Menton-Nice, Cime du Savel	1000,6 - 187,4	58	51	1,14	266	-	360	-	106	-	87	-	54,92
GA 91	TM	Menton-Nice, Cime du Savel	1000,8 - 188,3	64,5	45,8	1,41	267	-	361	-	107	-	112	-	48,86
GA 92	TM	Menton-Nice, Cime du Savel	1000,6 - 187,4	45,4	32,4	1,4	266	-	362	-	80	-	77	-	50,96
GA 93A	TM	Menton-Nice, Cime du Savel	1000,6 - 187,4	48,5	37,3	1,3	266	-	362	-	87	-	83	-	51,18
GA 93B	TM	Menton-Nice, Cime du Savel	1000,6 - 187,4	49	32,7	1,5	267	-	359	-	92	-	90	-	50,55
GA 94A	TM	Menton-Nice, Cime du Savel	1000,8 - 188,3	63,9	42,5	1,5	266	-	357	-	89	-	100	-	47,09
GA 94B	TM	Menton-Nice, Cime du Savel	1000,8 - 188,3	55	37,9	1,45	264	-	358	-	100	-	98	-	50,51
GA 95	TM	Menton-Nice, Le Tournet	1002,0 - 190,0	44	17,6	2,5	264	-	360	-	86,5	-	98	-	46,88
GA 96	TM	Menton-Nice, Camp Romain	1002,9 - 192,3	58,7	52	1,13	262	-	360	-	83,5	-	119,5	-	41,13
GA 97	TM	Menton-Nice, Camp Romain	1002,9 - 192,3	58,4	54,9	1,06	262	-	360	-	81	-	115,5	-	41,22
GA 98A	TM	Menton-Nice, Le Tournet	1001,8 - 189,6	64,9	25	2,6	259	-	362	-	133	-	110	-	54,73
GA 98B	TM	Menton-Nice, Le Tournet	1001,8 - 189,6	58,7	21,3	2,76	261	-	366	-	115	-	107	-	51,8
GA 99	TM	Menton-Nice, Moureou-Cabanette	1003,5 - 191,2	68,5	24,7	2,77	264	-	364	-	110	-	154	-	41,67
GA 100	TM	Menton-Nice, Moureou-Cabanette	1003,4 - 191,2	75,4	28,7	2,63	259	-	359	-	124	-	168	-	42,47
GA 101	TM	Menton-Nice, Moureou-Cabanette	1003,4 - 191,2	74,3	27,2	2,73	259	-	361	-	132	-	149	-	46,98
GA 102	TM	Menton-Nice, Moureou-Cabanette	1003,2 - 191,3	64,8	30,9	2,1	259	-	362	-	104	-	129	-	44,64
GA 103	TM	Menton-Nice, Moureou-Cabanette	1003,1 - 191,4	72,5	17,9	4,05	255	-	359	-	124	-	162	-	43,36
GA 104	TM	Menton-Nice, Moureou-Cabanette	1002,9 - 191,4	62,1	32,8	1,89	264	-	362	-	103	-	134	-	43,46
GA 105	TM	Menton-Nice, Moureou-Cabanette	1002,8 - 191,4	61,9	24,7	2,51	259	-	362	-	105	-	143	-	42,34
GA 106	TM	Menton-Nice, Moureou-Cabanette	1002,7 - 191,6	58,7	20,6	2,85	261	-	365	-	94	-	131	-	41,78
GA 107	TM	St.-Martin-Vésubie, Gges. de Patronel	1004,2 - 197,0	62,4	36	1,73	266	-	360	-	76,5	-	140	-	35,33
GA 108	TM	St.-Martin-Vésubie, La Calmette	1004,3 - 197,5	66,3	37,9	1,75	266	-	360	-	79	-	148,5	-	34,73
GA 109	TM	St.-Martin-Vésubie, La Fougassa	1005,7 - 199,5	79,9	63,3	1,26	264	-	358	-	94	-	185	-	33,69
GA 110	TM	St.-Martin-Vésubie, L'Aution	1007,7 - 200,9	86,3	38,3	2,25	264	-	358	-	98	-	210	-	31,82
GA 111	TM	St.-Martin-Vésubie, Von. de Ste.-Elisabeth	1003,5 - 199,0	67,6	26,2	2,58	269	-	359	-	81	-	153	-	34,62
GA 112	TM	St.-Martin-Vésubie, Von. de Ste.-Elisabeth	1002,5 - 199,6	75,4	36,9	2,04	266	-	360	-	99	-	159,5	-	38,3
GA 113	TM	St.-Martin-Vésubie, La Fougassa	1005,7 - 199,5	81,3	28,5	2,85	264	-	357	-	99	-	182	-	35,23
GA 114	TM	St.-Martin-Vésubie, Camarie	1001,8 - 196,1	115,2	54	2,13	274	-	366	-	135	-	327	-	29,22
GA 115	TM	St.-Martin-Vésubie, Camarie	1001,7 - 196,0	83,8	41,3	2,03	268	-	360	-	88	-	218	-	28,76

TABLEAU N° 17 (suite).

GA 116	TM	St.-Martin-Vésubie, Pte de la Mairis	1002,1 - 195,9	38,4	22,7	1,69	269	-	369	-	65	-	95	-	40,63
GA 117A	TM	St.-Martin-Vésubie, Mont Mangiarde	990,4 - 199,0	72,1	37,9	1,9	264	-	360	-	105	-	155	-	40,38
GA 117B	TM	St.-Martin-Vésubie, Mont Mangiarde	990,3 - 199,0	78,2	43,4	1,8	271	-	366	-	103	-	182	-	36,14
GA 117C	TM	St.-Martin-Vésubie, Mont Mangiarde	990,1 - 199,0	76	40,8	1,86	271	-	366	-	102	-	173,5	-	37,02
GA 117D	TM	St.-Martin-Vésubie, Mont Mangiarde	990,0 - 199,0	87,9	50,5	1,74	270	-	364	-	107	-	196	-	35,31
GA 118A	TM	St.-Martin-Vésubie, Castel Mauri	990,2 - 198,6	82,1	48,3	1,7	270	-	358	-	116	-	157	-	42,49
GA 118B	TM	St.-Martin-Vésubie, Le Mauk	991,7 - 199,0	71,1	44,4	1,6	264	-	360	-	105	-	155	-	40,38
GA 119	TM	St.-Martin-Vésubie, Col d'Andrion	992,7 - 200,7	86,8	34,5	2,52	267	-	361	-	102	-	186	-	35,42
GA 120A	TM	St.-Martin-Vésubie, Le Plan d'Utelle	992,6 - 201,3	87,4	51,3	1,7	271	-	365	-	107	-	196	-	35,31
GA 120B	TM	St.-Martin-Vésubie, Col du Fort	993,6 - 202,7	80,1	45,8	1,75	264	-	360	-	113	-	175	-	39,24
GA 121	TM	St.-Martin-Vésubie, Col d'Andrion	992,7 - 200,4	103	34,2	3,01	264	-	364	-	121,5	-	221	-	35,47
GA 122	TM	Larche, Camp des Fourches	960,2 - 235,7	70,2	28	2,51	256	-	359	-	126	-	131	-	49,03
GA 123	TM	Larche, Camp des Fourches	960,2 - 235,7	42,6	12,5	3,41	266	-	367	-	66	-	98	-	40,24
GA 124	TM	Larche, Pelousetta	959,8 - 236,3	79,2	40,7	1,95	259	-	362	-	116,5	-	206	-	36,12
GA 125	TM	Larche, Pelousetta	959,9 - 236,4	88,9	46	1,93	259	-	362	-	109	-	205	-	34,71
GA 126	TM	Barcelonnette, Restefond	955,2 - 236,8	82,3	39	2,11	259	-	364	-	91	-	213	-	29,93
GA 127	TM	Allos, Cabane du Garret	952,9 - 225,9	75	30,4	2,47	271	-	365	-	76	-	147	-	34,08
GA 128	TM	Allos, Cabane du Garret	952,9 - 225,9	55,5	27	2,06	274	-	365	-	90	-	163	-	35,57
GA 129	TM	Allos, Cabane du Garret	952,8 - 226,1	64,9	22,2	2,92	271	-	365	-	97	-	171	-	36,19
GA 130	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,2 - 226,5	72	34,8	2,07	264	-	365	-	31	-	93	-	25
GA 131A	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,3 - 226,7	30,6	18,6	1,65	266	-	365	-	35	-	116	-	23,18
GA 131B	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,3 - 226,7	39,4	25,9	1,52	265	-	363	-	86	-	135	-	38,91
GA 132	TM	Allos, Col de la Cayolle	951,8 - 228,4	55,3	22,6	2,45	266	-	362	-	68	-	108	-	38,64
GA 133	TM	Allos, Col de la Cayolle	951,8 - 228,4	46,1	20	2,31	266	-	362	-	113	-	238	-	32,19
GA 134	TM	Allos, Col de la Cayolle	951,9 - 227,0	95,2	66,5	1,43	269	-	363	-	141	-	187	-	42,99
GA 135	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,0 - 227,1	92	61,3	1,5	264	-	361	-	104	-	207	-	33,44
GA 136	TM	Allos, Col de la Cayolle	952,2 - 226,5	86,5	53,9	1,6	264	-	365	-	71,5	-	131,5	-	35,22
GA 137	TM	San Remo, Merdanzo	1028,7 - 189,2	57,8	27,5	2,1	276	-	364	-	71	-	128	-	35,68
GA 138	TM	San Remo, Merdanzo	1028,9 - 189,1	55,8	26,4	2,11	277	-	362	-	85	-	137	-	38,29
GA 139	TM	San Remo, Camporosso - S.-Andrea	1025,2 - 183,2	64,6	39,9	1,62	274	-	360	-	84	-	138	-	37,84
GA 140	TM	San Remo, Camporosso - S.-Andrea	1025,2 - 183,2	61,6	38,2	1,61	274	-	362	-	71,5	82	100	-	41,69
GA 141	TM	San Remo, Dolceacqua - Isolabona	1024,8 - 188,2	50	30,9	1,62	276	327	360	-	65	-	121,5	-	34,85
GA 142	TM	Tende, Madona del Carmine	1029,5 - 196,7	52,4	20,3	2,58	278	-	362	-	63	-	123	-	33,87
GA 143	TM	Tende, Madona del Carmine	1029,5 - 196,7	51	19,4	2,63	278	-	364	-	87,5	-	146,5	-	37,39
GA 144	TM	San Remo, Trucco	1022,1 - 184,6	64	50	1,28	276	-	362	-					

TABLEAU N° 17 (suite et fin).

GA 145	TM	San Remo, Roia - Bèvera	1022,1 - 182,8	44,9	35	1,28	269	-	362	-	64,5	-	94	-	40,69
GA 146	TM	Tende, Bens	1027,2 - 210,0	60	30,8	1,95	265	-	367	-	70,5	-	158	-	30,85
GA 147	TM	Menton-Nice, Mortola Sup.	1018,6 - 179,0	-	-	####	273	-	357	-	62	-	73	-	45,93
GA 148	TM	Menton-Nice, Moretti	1019,3 - 178,6	-	-	####	275	-	355	-	60	-	74	-	44,78
GA 149	TM	Allos, Colmars	942,1 - 218,5	78,4	53,7	1,46	265	-	362	-	102	-	173,5	-	37,02
GA 150	TM	Allos, Colmars	942,3 - 218,5	80,9	55	1,47	271	-	362	-	94,5	-	185	-	33,81
GA 151	TM	Allos, Colmars	942,5 - 218,4	91,2	46	1,98	274	-	362	-	102	-	236,5	-	30,13
GA 152	TM	Allos, Colmars	942,5 - 218,4	72,8	36,1	2,02	274	-	363	-	83	-	182	-	31,32
GA 153A	TM	Allos, Noncières	946,0 - 217,8	122,5	55,4	2,21	259	-	362	-	178	-	255	-	41,11
GA 153B	TM	Allos, Noncières	946,0 - 217,7	78	35	2,23	268	-	361	-	156	-	264	-	37,14
GA 154	TM	Seyne, Barnoudesc	925,7 - 244,3	64,9	43,3	1,5	264	-	367	-	65	-	205	-	24,07
GA 155	TM	Seyne, Barnoudesc	925,7 - 244,3	67,1	35,3	1,9	261	-	367	-	78	-	202	-	27,86
GA 156	TM	Seyne, Barnoudesc	925,7 - 244,3	72,3	41,5	1,74	261	-	366	-	82	-	241	-	25,39
GA 157	TM	Seyne, Barnoudesc	925,9 - 244,1	68	35,9	1,89	261	-	367	-	77	-	196	-	28,21
GA 158	TM	Seyne, Barnoudesc	925,9 - 244,1	76	41,5	1,83	264	-	370	-	84	-	233	-	26,5
GA 159	TM	Embrun, Chp. Rond	935,7 - 259,5	65,5	34	1,93	265	-	361	-	69	-	186,5	-	27,01
GA 160	TM	Embrun, Chp. Rond	935,7 - 259,5	72	35,5	2,03	265	-	360	-	77	-	210,5	-	26,78
GA 204	TM	Tende, Baisse de Sanson	1027,8 - 206,5	124,7	43,8	2,85	271	-	367	-	137	-	387	-	26,15
GA 208	TM	Tende, Collardente	1029,4 - 207,3	20,4	11,2	1,82	273	-	365	-	31	-	43	-	41,89
GA 209	TM	Viève, Col de Tende	1017,7 - 218,6	110,6	41,1	2,69	278	-	366	-	142	-	303	-	31,91
GA 210	TM	Viève, Col de Tende	1017,7 - 218,6	49,4	17,3	2,86	263	-	364	-	76	-	120	-	38,78
GA 214	TM	Larche, Preinardo	970,9 - 239,9	31,5	13,8	2,28	266	-	365	-	52	-	85	-	37,96
GA 215	TM	Larche, Preinardo	970,9 - 239,9	37,4	15	2,49	267	-	369	-	53	-	108	-	32,92
GA 217	TM	Larche, Bersezio	968,6 - 241,5	38,1	24	1,59	259	-	367	-	58	-	108	-	34,94
GA 218	SD	St.-Martin-Vésubie-Le Boréon, Turini	1005,1 - 199,0	62,5	13,8	4,53	278	328	360	-	90	117	132	-	40,54
GA 219	SD	Tende, L'Arpette	1018,9 - 196,2	37,2	13,9	2,68	285	-	366	-	50	-	73	-	40,65
GA 220	TM	Tende, Morignole	1024,6 - 213,6	90,5	41,8	2,17	283	-	370	-	87	-	278	-	23,84
GA 221	SD	Viève, Vallon de Risé	1024,3 - 214,3	55,2	43,5	1,27	272	-	371	-	72	-	118	-	37,89
GA 222	SD	St.-Martin-Vésubie, Riou de la Bollène	1001,9 - 199,4	49,8	55,5	0,9	281	328	362	-	94	96	106	-	47
GA 223	TM	St.-Martin-Vésubie, Riou de la Bollène	1002,2 - 199,5	71,3	37,1	1,92	279	-	369	-	87	-	231	-	27,36
GA 224	TM	St.-Martin-Vésubie, Ravin des Issarts	1002,9 - 199,6	117,5	55,7	2,11	278	-	370	-	129	-	397	-	24,52
GA 225	TM	St.-Martin-Vésubie, Ravin des Issarts	1003,1 - 199,4	102,7	42,5	2,42	274	-	364	-	115	-	320	-	26,44
GA 226	TM	St.-Martin-Vésubie, Riou de la Bollène	1003,4 - 198,8	79,7	31,1	2,56	274	-	365	-	96	-	238	-	28,74
GA 227	SD	St.-Martin-Vésubie, Baisse de Turini	1005,3 - 199,1	25,2	12,2	2,07	286	-	366	-	40	-	57	-	41,24

TABLEAU N° 18. - Thermoluminescence du quartz des éléments conglomératiques endogènes des grès paléogènes de type "Annot".

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
					52,5	55,3	0,95	286	329	390	-	108	90	63	-	63,16
GA 23	Granite	TM	Roquesteron, Vallon de Sambuguel	970,2 - 189,4	73,7	48	1,54	286	331	381	-	164	113	77	-	68,05
GA 24	Granite	TM	Roquesteron, Vallon de Sambuguel	970,2 - 189,4	51,3	48,6	1,06	279	334	385	-	105	83	46	-	69,54
GA 25	Granite	TM	Roquesteron, Vallon de Sambuguel	970,2 - 189,4	64	168,3	0,38	265	340	396	-	109	76	86	-	55,9
GA 26	Migmatite	TM	Roquesteron, Vallon de Sambuguel	970,2 - 189,4	89,4	38,7	2,31	278	334	398	-	162	112	122	-	57,04
GA 27	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	60,6	54	1,12	276	-	376	-	138	-	42	-	76,67
GA 28	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	68,8	57	1,21	288	345	392	-	160	108	59,7	-	72,83
GA 29	Microgranite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	92,2	55	1,68	269	330	414	-	155	149	78	-	66,52
GA 30	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	40,8	32,8	1,24	281	343	380	-	82	67	36	-	69,49
GA 31	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	63,8	34	1,88	278	-	382	-	140	-	69	-	66,99
GA 32	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	34,3	22,9	1,5	287	-	368	-	87	-	35	-	71,31
GA 33	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	153,6	71,1	2,16	288	-	366	-	258	-	306	-	45,74
GA 34	Microgranite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	32,7	51,1	0,64	269	-	352	-	70	-	53	-	56,91
GA 35	Microgranite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	60,3	46,8	1,29	284	324	371	-	125	101	65	-	65,79
GA 36	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	69,9	31	2,25	267	-	372	-	133	-	94	-	58,59
GA 37	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	45,7	36,5	1,25	276	330	370	-	101	74	45	-	69,18
GA 38	Granite	TM	Roquesteron, Le Plan	970,6 - 190,3	45,9	34,8	1,32	-	316	-	-	110	-	-	-	####
GA 39	Granite	TM	Roquesteron, Vallon de Sambuguel	970,3 - 189,7	134,7	47	2,87	263	-	369	-	136,5	-	540	-	20,18
GA 40	Microgranite	TM	Roquesteron, Vallon de Sambuguel	970,3 - 189,7	52,8	41	1,29	283	-	356	-	131	-	40	-	76,61
GA 41	Granite	TM	Roquesteron, Les Fabres	968,3 - 189,3	54,6	64	0,85	276	-	368	-	74	-	107	-	40,88
GA 57	Granite	TM	Menton-Nice, Bendejun	998,5 - 183,3	76,8	80,4	0,96	293	-	368	-	120	-	151	-	44,28
GA 58	Granite	TM	Menton-Nice, Pointe du Clotet	1000,4 - 183,3												

(1) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 19. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des sédiments continentaux oligocènes (OLP) et miocènes (MLP) du domaine liguro-provençal.

N°ECH.	MATERIEL	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
OLP 10	Sable	TM	Grasse-Cannes, La Gouargo	71	44	1,61	274	-	365	-	123	-	195	-	38,68
OLP 11	Grès	TM	Fayence, Blacouas	66,5	26	2,56	270	-	363	-	131	-	129	-	50,38
OLP 12	Conglomérat et sable	TM	Fayence, Blacouas	77,7	30,5	2,55	274	-	361	-	180	-	124	-	59,21
OLP 13	Sable	TM	Fayence, Blacouas	74,9	26,9	2,78	270	-	359	-	196	-	107	-	64,69
OLP 14	Sable	TM	Fayence, Blacouas	84	30,4	2,76	272	-	354	-	222	-	112	-	66,47
OLP 15	Sable	TM	Fayence, Blacouas	67,9	26,7	2,54	278	-	362	-	122	-	156	-	43,88
OLP 16	Sable	TM	Fayence, Blacouas	83,7	59,2	1,41	268	-	358	-	194	-	147	-	56,89
OLP 17	Conglomérat et grès	TM	Fayence, Mons	74,5	31,6	2,36	279	-	363	-	127	-	181	-	41,23
OLP 18	Grès	TM	Fayence, Mons	77	40	1,93	279	-	364	-	118	-	217	-	35,22
OLP 19	Conglomérat et grès	TM	Fayence, Mons	59,3	28,3	2,1	280	-	364	-	95	-	159	-	37,4
OLP 20	Mégabrèche	TM	Fayence, Mons	64,3	28	2,3	274	-	364	-	114	-	163	-	41,16
OLP 21	Mégabrèche	SD	Castellane, Jabron	75,3	24,8	3,04	279	-	340	-	174	-	135	-	56,31
OLP 22	Mégabrèchesableuse	TM	Castellane, Jabron	74,6	25	2,98	286	-	354	-	155	-	140	-	52,54
OLP 23	Mégabrèche	TM	Fayence, La Bastide	56	27,9	2,01	279	-	361	-	99	-	124	-	44,39
OLP 24	Sable	TM	Fayence, Les Bailes	66,1	38,4	1,72	274	-	364	-	98	-	192	-	33,79
OLP 25	Mégabrèchesableuse	TM	Fayence, Les Bailes	69,2	30,4	2,28	286	-	360	-	120	-	173	-	40,96
OLP 26	Mégabrèche	TM	Fayence, Les Bailes	74,3	30	2,48	280	-	355	-	152	-	134	-	53,15
OLP 27	Mégabrèche	TM	Fayence, Les Bailes	93	44,9	2,07	272	-	361	-	150	-	246	-	37,88
OLP 28	Mégabrèche	TM	Fayence, Les Bailes	113,5	41,3	2,75	279	-	361	-	201	-	248	-	44,77
OLP 29	Mégabrèchesableuse	TM	Fayence, La Bastide	69	29,3	2,35	277	-	362	-	95	-	202	-	31,99
OLP 30	Argile sableuse	TM	Castellane, La Bastide / Col de Clave	102,7	35,7	2,88	270	-	360	-	222	-	174	-	56,06
OLP 31	Sable	TM	Fayence, La Bastide	110,9	44	2,52	268	-	364	-	211	-	240	-	46,78
OLP 32	Conglomérat et grès	TM	Fayence, L'Aubarède	59	28,5	2,07	275	-	363	-	102	-	138	-	42,5
OLP 33	Sable	TM	Fayence, L'Aubarède	62	27,7	2,24	274	-	363	-	106	-	154	-	40,77
OLP 34	Sable	TM	Fayence, L'Aubarède	75,4	34	2,22	275	-	362	-	136	-	177	-	43,45
OLP 35	Mégabrèche	TM	Fayence, L'Aubarède	59	39,9	1,48	280	-	360	-	114	-	116	-	49,57
OLP 36	Mégabrèche	TM	Fayence, Fil / Camp de Lèbre	86	43	2	291	-	348	-	179	-	165	-	52,03
OLP 37	Mégabrèchesableuse	TM	Fayence, Fil / Camp de Lèbre	97,5	35	2,79	290	-	350	-	167	-	206	-	44,77
OLP 38	Mégabrèche	TM	Fayence, Fil / Camp de Lèbre	59,4	32,2	1,84	270	-	363	-	98	-	150	-	39,52

(1) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 19 (suite et fin).

OLP 39	Mégabrèchegréseuse	TM	Fayence, Fil	68,5	45	1,52	276	-	363	-	112	-	171	-	39,58
OLP 40	Mégabrèchesableuse	TM	Fayence, Brovès	68,2	27,3	2,5	274	-	365	-	139	-	123	-	53,05
OLP 41	Argile sableuse	TM	Fayence, Ste.-Pétronille	119,1	38,5	3,09	284	-	358	-	222	-	267	-	45,4
MLP 29	Conglomérat	TM	Fayence, Blacouas	47,2	27,2	1,74	286	-	360	-	76	-	128	-	37,25
MLP 30	Marne sableuse	TM	Fayence, Valentin	95	26,7	3,56	277	-	356	-	220	-	131	-	62,68
MLP 31	Conglomérat	TM	Fayence, Vallond'Enjardes	66,9	28,9	2,31	265	-	358	-	159	-	104	-	60,46
MLP 32	Marne sableuse	TM	Fayence, Brovès / Serre Bounet	59,5	28	2,13	270	-	362	-	120	-	120	-	50
MLP 33	Conglomérat	TM	Fayence, Brovès / Grange Bounet	46	24	1,92	280	-	358	-	80,5	-	106	-	43,16
MLP 34	Marne sableuse	TM	Fayence, Barlet	86,5	29	2,98	275	-	360	-	164	-	193	-	45,94
MLP 35	Conglomérat	TM	Fayence, L'Aubarède	70,9	30,3	2,34	276	-	363	-	100	-	190	-	34,48
MLP 36	Mégabrèche	TM	Fayence, L'Aubarède	66,4	29,6	2,24	277	-	360	-	112	-	159	-	41,33
MLP 37	Mégabrèche	TM	Fayence, L'Aubarède	68,5	29,6	2,31	275	-	363	-	112	-	157	-	41,64
MLP 38	Mégabrèchesableuse	TM	Fayence, L'Aubarède	60,5	29	2,09	272	-	358	-	114	-	116	-	49,57

TABLEAU N° 20. - Thermoluminescence du quartz "en grains" du conglomérat de base et des calcaires paléogènes du Champsaur.

N°ECH.	MATERIEL	TRI(1)	FEUILLE1/50000;LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
EC 1	Conglomérat	TM	Orcières, Pont de Corbière	282,7 - 4951,5	60,2	37,6	1,6	258	303	360	113	99	113	50
EC 1A	Conglomérat	TM	Orcières, Pont de Corbière	282,7 - 4951,5	62	38,7	1,6	260	298	360	130	113	117	52,63
EC 1B	Conglomérat	TM	Orcières, Pont de Corbière	282,7 - 4951,5	47,4	29,6	1,6	262	302	360	84,5	76	84	50,15
EC 3	Calcaire	TM	Orcières, Pont de Corbière	282,7 - 4951,5	43,2	37	1,17	288	-	366	58	-	133	30,37
EC 4A	Calcaire	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,6 - 4955,7	31,6	26,3	1,2	273	328	373	76	63	30	71,69
EC 4B	Calcaire	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,6 - 4955,7	32,2	26,8	1,2	272	329	370	79	64	36	68,69
EC 6	Calcaire	TM	St.-Christophe-en-Oisans, Rav. du Bouisset	299,4 - 4970,8	90	30,3	2,97	261	-	364	128	-	273	31,92
EC 7A	Conglomérat	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,6 - 4955,7	25,5	23,9	1,07	276	333	365	51	57	41	55,43
EC 8	Calcaire	TM	Orcières, Pont de Deslioures	298,9 - 4962,8	126	54,9	2,3	280	-	372	102	-	450	18,48
EC 9	Conglomérat	SD	Orcières, Pont de Corbière	282,7 - 4951,5	51,9	33,6	1,54	284	305	363	96	91	97	49,74
EC 9A	Conglomérat	SD	Orcières, Pont de Corbière	282,7 - 4951,5	52,5	35	1,5	277	295	358	99	97	89	52,66
EC 10A	Conglomérat	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,5	26,3	15	1,75	271	331	375	38	66	33	54,76
EC 15	Calcaire	TM	Orcières, Les Roranches	279,3 - 4951,8	14,2	29	0,49	277	346	388	23	28	19	54,76
EC 15A	Calcaire	TM	Orcières, Les Roranches	279,3 - 4951,8	13,5	28,3	0,48	278	345	396	23	27	14	62,16
EC 21A	Conglomérat	TM	Orcières, Torrent de Chichin	294,8 - 4957,4	96,6	46,5	2,08	247	292	365	180	159	126	58,82
EC 21B	Conglomérat	TM	Orcières, Torrent de Chichin	294,8 - 4957,4	70,8	38,4	1,84	249	294	360	154	123	102	60,16
EC 22	Conglomérat	SD	Orcières, Cabane de la Jaline	295,6 - 4958,2	52,8	31,8	1,66	257	-	363	102	-	84	54,84
EC 24	Calcaire	SD	Orcières, Torrent de Chichin	294,9 - 4957,2	59,4	31,7	1,87	258	282	362	124	116	78	61,39
EC 30	Conglomérat	TM	Orcières, Ravin du Clot Chanu	275,1 - 4952,8	16,2	35	0,46	266	320	358	37	31	20	64,91
EC 31	Conglomérat	TM	Orcières, Ravin du Clot Chanu	275,1 - 4952,8	15,4	29,4	0,52	266	330	365	37	31	22	62,71
EC 34	Calcaire	TM	Orcières, Ravin du Clot Chanu	275,0 - 4952,7	20	18,4	1,09	264	-	358	35	-	39	47,3
EC 35	Calcaire	SD	Orcières, La Grande Côte	283,3 - 4956,5	40,2	14,7	2,73	263	-	354	92	-	58	61,33
EC 36	Calcaire	SD	Orcières, La Grande Côte	283,3 - 4956,5	76,8	36,7	2,09	276	-	364	155	-	143	52,01
EC 37	Calcaire	TM	Orcières, Les Borels	283,2 - 4956,0	48,9	16,2	3,02	267	-	362	74	-	134	35,58
EC 39	Calcaire	TM	Orcières, Les Borels	283,2 - 4956,0	35,5	13,2	2,69	272	-	361	45	-	104	30,2
EC 50	Conglomérat	TM	St.-Christophe-en-Oisans, Rav. du Mousseau	297,3 - 4967,7	106,5	32,5	3,28	253	-	363	103,5	-	393	20,85
EC 51	Conglomérat	TM	St.-Christophe-en-Oisans, Rav. du Mousseau	297,3 - 4967,7	85,2	35,8	2,38	252	-	363	90	-	300	23,08
EC 52	Calcaire	SD	St.-Christophe-en-Oisans, Rav. du Mousseau	297,3 - 4967,7	100,5	45	2,23	258	-	363	57	-	426	11,8
EC 56	Conglomérat	TM	Orcières, Cabane de Marjas	297,6 - 4957,7	48,1	21,7	2,22	267	-	363	70	-	124	36,08
EC 60	Conglomérat	SD	Orcières, Côte de Vachieux	294,2 - 4965,7	62,5	25	2,5	271	-	366	93	-	142	39,57
EC 61	Conglomérat	SD	Orcières, Côte de Vachieux	294,2 - 4965,7	61,7	22	2,8	275	-	367	94	-	140	40,17
EC 62	Calcaire	TM	Orcières, Pont de Deslioures	298,8 - 4962,8	67,6	34	1,99	270	-	370	86	-	205	29,55
EC 63	Calcaire	TM	St.-Christophe-en-Oisans, Rav. du Bouisset	299,4 - 4970,8	90	54,7	1,65	254	-	361	112	-	297	27,38

(1) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 21. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des grès paléogènes du Champsaur.

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
GC 1	TM	Chorges, Ancelle	278,7 - 4945,8	70	29,3	2,39	269	-	364	-	87	-	184	-	32,1
GC 2	TM	Chorges, Ancelle	278,8 - 4945,9	54,9	27,1	2,03	268	-	362	-	81	-	127	-	38,94
GC 3	TM	Chorges, Ancelle	278,8 - 4945,9	50,6	22,7	2,23	264	-	362	-	73	-	123	-	37,24
GC 3A	TM	Chorges, Ancelle	278,8 - 4945,9	69,9	33,2	2,11	271	-	366	-	103	-	175	-	37,05
GC 4	TM	Orcières, Le Costillon	280,1 - 4949,3	66,9	29,3	2,28	271	-	364	-	91	-	154	-	37,14
GC 5	TM	Orcières, Le Costillon	280,1 - 4949,3	77,5	36,6	2,12	276	-	362	-	100	-	204	-	32,89
GC 6	TM	Orcières, Pont de Corbière	282,9 - 4951,9	45,4	25,8	1,76	272	-	364	-	67	-	123	-	35,26
GC 7	TM	Orcières, Pont de Corbière	282,9 - 4951,8	51,3	26,1	1,97	273	-	365	-	52	-	158	-	24,76
GC 8	TM	Orcières, Pont de Corbière	282,8 - 4951,7	50,7	19	2,67	271	-	363	-	76	-	130	-	36,89
GC 9	TM	Orcières, Pont de Corbière	283,2 - 4952,4	41,5	21,3	1,95	274	-	365	-	59	-	109	-	35,12
GC 11	TM	Orcières, Bois de la Queue du Duc	282,8 - 4955,1	31	14,6	2,12	260	-	363	-	34,5	-	86	-	28,63
GC 13	TM	Orcières, Torrent de Méollion	283,7 - 4955,4	56,3	28,6	1,97	267	-	364	-	91	-	118	-	43,54
GC 15	TM	Orcières, Torrent de Méollion	283,7 - 4955,4	61	27,3	2,23	263	-	364	-	81	-	173	-	31,89
GC 16	TM	Orcières, Torrent de Méollion	283,8 - 4955,5	50	33,2	1,51	273	-	364	-	80	-	124	-	39,22
GC 17	TM	Orcières, Prapic	290,7 - 4952,5	17,5	10	1,75	270	-	362	-	26	-	45	-	36,62
GC 18	TM	Orcières, Prapic	290,7 - 4952,5	22,7	11	2,06	270	-	363	-	29	-	63	-	31,52
GC 19	TM	Orcières, Prapic	291,2 - 4953,0	36,3	12,8	2,84	275	-	365	-	50	-	101	-	33,11
GC 20	TM	Orcières, Prapic	291,2 - 4953,0	45,4	24,4	1,86	267	-	362	-	65	-	104	-	38,46
GC 21	TM	Orcières, Prapic	291,2 - 4953,2	59,6	27	2,21	268	-	362	-	86	-	144	-	37,39
GC 22	TM	Orcières, Prapic	291,2 - 4953,2	45,3	19,8	2,29	273	-	363	-	57	-	115	-	33,14
GC 23	TM	Orcières, Torrent de Blaisil	292,2 - 4953,8	54,5	17,4	3,13	271	-	365	-	73	-	138	-	34,6
GC 24	TM	Orcières, Torrent de Blaisil	292,2 - 4953,8	29	13,3	2,18	274	-	365	-	40	-	80	-	33,33
GC 24A	TM	Orcières, Torrent de Blaisil	292,2 - 4953,8	33,5	14,6	2,29	265	-	362	-	62	-	70	-	46,97
GC 25	TM	Orcières, Les Ricoux	282,9 - 4950,7	44	20,7	2,13	264	-	364	-	49	-	148	-	24,87
GC 27	TM	Orcières, Les Roranches	278,7 - 4951,9	52,2	24,5	2,13	278	-	367	-	72	-	143	-	33,49
GC 28	TM	Orcières, Les Roranches	278,9 - 4952,3	61,5	27,6	2,23	267	-	366	-	98	-	129	-	43,17
GC 29	TM	Orcières, Les Roranches	278,9 - 4952,3	40,3	19,5	2,07	271	-	364	-	55	-	104	-	34,59
GC 30	TM	Orcières, Lingustier	275,5 - 4953,5	79	35	2,26	261	-	364	-	88	-	248	-	26,19
GC 31	TM	Orcières, Lingustier	275,5 - 4953,6	46	24,9	1,85	275	-	367	-	56	-	128	-	30,43
GC 32	TM	Orcières, Lingustier	275,5 - 4953,6	85,9	38,2	2,25	261	-	363	-	85	-	257	-	24,85

(1) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 21 (suite).

GC 35	TM	St-Christophe-en-Oisans, La Blache	298,8 - 4968,7	40	20,4	1,96	267	-	371	-	50	-	107	-	31,85
GC 36	TM	St-Christophe-en-Oisans, La Blache	298,8 - 4968,7	49,3	35,7	1,38	259	-	365	-	78	-	84	-	48,15
GC 37	SD	Orcières, La Coche	282,0 - 4951,5	33,4	22,4	1,49	269	-	362	-	32	-	100	-	24,24
GC 39	SD	Orcières, La Coche	282,0 - 4951,5	85,5	47,5	1,8	272	-	363	-	133	-	196	-	40,43
GC 41	TM	Orcières, Col du Queyron	273,6 - 4955,0	116,4	33,8	3,44	277	-	367	-	157	-	297	-	34,58
GC 42	TM	Orcières, Col du Queyron	273,7 - 4955,2	107	39	2,74	264	-	365	-	141	-	252	-	35,88
GC 43	TM	Orcières, Col du Queyron	273,7 - 4955,2	74	27,9	2,65	264	-	375	-	80	-	175	-	31,37
GC 44	TM	Orcières, Pas de l'Escalier	273,5 - 4955,5	85,8	30,3	2,83	272	-	372	-	122	-	238	-	33,89
GC 50	TM	Orcières, Col de Côte Longue	277,8 - 4956,3	87,2	23,4	3,73	263	-	362	-	127	-	221	-	36,49
GC 51	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,4	96,9	28,6	3,39	267	-	364	-	153	-	217	-	41,35
GC 52	TM	Orcières, l'Aiguillette	278,8 - 4955,5	52,2	21,2	2,46	271	-	368	-	69	-	154	-	30,94
GC 53	TM	Orcières, Planure	279,1 - 4954,7	77,3	35,2	2,2	278	-	370	-	77	-	258	-	22,99
GC 54	TM	Orcières, Planure	279,1 - 4954,6	72,8	32,8	2,22	281	-	374	-	71	-	215	-	24,83
GC 55	TM	Orcières, La Salce	293,0 - 4950,4	54,6	22	2,48	271	-	364	-	63	-	147	-	30
GC 56	TM	Orcières, La Salce	292,8 - 4950,6	84,5	36,9	2,29	274	-	366	-	97	-	240	-	28,78
GC 57	TM	Orcières, Torrent de Pisse Bernard	292,4 - 4951,6	66,4	32	2,08	275	-	365	-	81	-	184	-	30,57
GC 58	TM	Orcières, Les Martins	283,8 - 4954,4	38,5	22,6	1,7	270	-	365	-	34	-	110	-	23,61
GC 59	TM	Orcières, Les Martins	283,8 - 4954,4	63,3	31,3	2,02	268	-	367	-	56	-	202	-	21,71
GC 63	TM	Orcières, Serre-Eyraud	283,9 - 4950,9	76	38,3	1,98	276	-	370	-	82	-	224	-	26,8
GC 64	TM	Orcières, Serre-Eyraud	283,8 - 4951,1	82,3	39,7	2,07	271	-	368	-	82	-	246	-	25
GC 65A	TM	Orcières, Haute Salce	299,8 - 4963,4	65,4	31,3	2,09	266	-	366	-	72	-	224	-	24,32
GC 66	TM	Orcières, Haute Salce	299,8 - 4963,4	66,3	24,8	2,67	267	-	368	-	73	-	199	-	26,84
GC 67	TM	Orcières, Haute Salce	300,0 - 4963,2	72,3	33,5	2,16	275	-	370	-	79	-	248	-	24,16
GC 68	TM	Orcières, Haute Salce	300,0 - 4963,2	42,4	23,3	1,82	283	-	372	-	56	-	126	-	30,77
GC 69	TM	Guillestre, Boujuran	300,6 - 4963,5	38,4	20,9	1,84	271	-	370	-	53	-	100	-	34,64
GC 70	TM	Guillestre, La Bertrande	302,4 - 4963,7	57,5	26	2,21	279	-	372	-	63	-	163	-	27,88
GC 71	TM	Guillestre, La Bertrande	302,4 - 4963,7	59	23,5	2,51	270	-	368	-	71	-	155	-	31,42
GC 72A	TM	Orcières, Gramusat	299,4 - 4956,9	17,3	10,6	1,63	266	-	367	-	43	-	30	-	58,9
GC 73A	TM	Orcières, Gramusat	299,4 - 4956,9	20,4	12,6	1,62	271	-	370	-	44	-	39	-	53,01
GC 74A	TM	Orcières, Gramusat	299,4 - 4956,8	18,2	11	1,65	266	-	372	-	35	-	29	-	54,69
GC 77	TM	Orcières, Gramusat	299,4 - 4956,8	29	16,5	1,76	266	-	369	-	48	-	62	-	43,64
GC 78	TM	Orcières, Gramusat	299,4 - 4956,8	22,4	14,8	1,51	266	-	365	-	43	-	46	-	48,31
GC 79	TM	Guillestre, Les Bellons	303,6 - 4958,9	54	27	2	281	-	373	-	65	-	153	-	29,82
GC 80	TM	Guillestre, Les Bellons	303,6 - 4958,9	24,5	15,5	1,58	266	-	368	-	47	-	50	-	48,45
GC 81	TM	Guillestre, Les Bellons	303,9 - 4958,9	32,3	20,7	1,56	264	-	368	-	64	-	64	-	50

TABLEAU N° 21 (suite).

GC 82A	TM	Guillestre, Les Bellons	303,9 - 4958,9	37,7	17,7	2,13	273	-	370	-	55	-	94	-	36,91
GC 83	TM	Guillestre, Les Bellons	303,9 - 4958,9	34,8	17	2,05	266	-	368	-	56	-	85	-	39,72
GC 84	TM	St-Christophe-en-Oisans, La Blache	299,1 - 4968,9	57,3	28,9	1,98	281	-	371	-	57	-	195	-	22,62
GC 85A	TM	St-Christophe-en-Oisans, Rav. du Bouisset	299,7 - 4971,1	34,4	15,5	2,22	268	-	363	-	53	-	80	-	39,85
GC 88	TM	Briançon, Torrent de l'Eychauda	301,9 - 4973,3	64,5	29	2,22	264	-	367	-	77	-	213	-	26,55
GC 91A	TM	Guillestre, Eglise Vieille	308,4 - 4948,0	44,7	25,8	1,73	276	-	358	-	50	-	132	-	27,47
GC 92A	TM	Guillestre, Eglise Vieille	308,4 - 4948,0	26,3	16,8	1,57	277	-	374	-	30	-	76	-	28,3
GC 93	TM	Guillestre, Eglise Vieille	308,6 - 4948,0	60	30	2	282	-	369	-	63	-	198	-	24,14
GC 95	TM	Orcières, Roranches - Palastre	279,3 - 4951,8	56,2	24	2,34	273	-	371	-	73	-	162	-	31,06
GC 96	TM	Orcières, Roranches - Palastre	279,3 - 4951,8	112,5	54	2,08	276	-	371	-	141	-	339	-	29,38
GC 97	TM	Orcières, Roranches - Caratier	279,2 - 4951,6	56	32	1,75	274	-	369	-	66	-	190	-	25,78
GC 98	TM	Orcières, Roranches - Caratier	279,1 - 4951,6	54,5	30	1,82	272	-	370	-	74	-	162	-	31,36
GC 99	TM	Orcières, Pélissier	282,4 - 4950,1	45	21	2,14	263	-	365	-	60	-	126	-	32,26
GC 100	TM	Orcières, Bois de la Sapinière	281,7 - 4949,6	80,4	32,8	2,45	273	-	369	-	116	-	228	-	33,72
GC 101	TM	Orcières, Pic Queyrel	273,6 - 4954,0	35,4	19,8	1,79	267	-	369	-	53	-	95	-	35,81
GC 102	TM	Orcières, Pic Queyrel	273,6 - 4954,0	35,8	18,7	1,91	278	-	370	-	54	-	102	-	34,62
GC 103	TM	Orcières, Pic Queyrel	273,6 - 4953,9	100,5	43,5	2,31	276	-	369	-	118	-	282	-	29,5
GC 104	TM	Orcières, Bois de Barbeyroux	272,8 - 4954,3	70,8	30,4	2,33	266	-	367	-	82	-	208	-	28,28
GC 105	TM	Orcières, Les Bayles	280,4 - 4951,9	70,5	30,3	2,33	283	-	371	-	88	-	211	-	29,43
GC 106	TM	Orcières, Les Bayles	280,4 - 4951,9	85	38,6	2,2	281	-	370	-	111	-	255	-	30,33
GC 107	TM	Orcières, Riou Meyrel	280,3 - 4947,9	59,5	27,7	2,15	268	-	366	-	77	-	156	-	33,05
GC 108	TM	Orcières, Bois de la Sapinière	280,9 - 4949,2	61	26,6	2,29	266	-	368	-	78	-	163	-	32,37
GC 109	TM	Orcières, Bois de la Sapinière	280,9 - 4949,2	68,7	28	2,45	269	-	367	-	80	-	217	-	26,94
GC 113	TM	Orcières, Col des Pisses	288,3 - 4957,1	34	13,7	2,48	265	-	358	-	57	-	75	-	43,18
GC 114	TM	Orcières, Col des Pisses	288,4 - 4957,2	15,5	7	2,21	270	-	354	-	28	-	32	-	46,67
GC 115	TM	Orcières, Col des Pisses	288,4 - 4957,2	20	7,5	2,67	268	-	365	-	31	-	42	-	42,47
GC 116	TM	Orcières, Col des Pisses	288,5 - 4957,1	22,5	8,2	2,74	269	-	366	-	35	-	46	-	43,21
GC 117	TM	Orcières, Roche Rousse	289,4 - 4955,1	43,4	18,6	2,33	275	-	366	-	57	-	124	-	31,49
GC 118	TM	Chorges, La Tour St.-Philippe	277,8 - 4942,6	44	24,3	1,81	263	-	363	-	56	-	131	-	29,95
GC 119	TM	Chorges, La Tour St.-Philippe	277,7 - 4942,7	76,2	37,6	2,03	263	-	369	-	100	-	212	-	32,05
GC 120	TM	Chorges, La Tour St.-Philippe	277,6 - 4942,7	48	23	2,09	262	-	366	-	70	-	115	-	37,84
GC 124	TM	Orcières, Combe de Narreyroux	298,1 - 4964,5	50,7	18,8	2,7	275	-	369	-	74	-	135	-	35,41
GC 125	TM	Orcières, Combe de Narreyroux	297,9 - 4965,2	70	34,7	2,02	280	-	371	-	74	-	251	-	22,77
GC 126	TM	Orcières, Combe de Narreyroux	298,2 - 4964,7	59,5	22,1	2,69	274	-	372	-	77	-	177	-	30,31
GC 127	TM	Orcières, Torrent de la Grande Eau	292,9 - 4957,9	34	13,7	2,48	268	-	365	-	61	-	75	-	44,85

- 292 -

TABLEAU N° 21 (suite).

GC 129	TM	Orcières, Cabane de Chichin	293,9 - 4957,5	35,5	14,2	2,5	276	-	371	-	48	-	98	-	32,88
GC 130	TM	Orcières, Torrent de Chichin	294,7 - 4957,3	28,3	13,7	2,07	267	-	370	-	57	-	66	-	46,34
GC 130A	TM	Orcières, Torrent de Chichin	294,7 - 4957,2	37,7	16,5	2,28	265	-	371	-	75	-	89	-	45,73
GC 131	TM	Orcières, Les Romans	297,7 - 4957,7	19	10,9	1,74	268	-	367	-	40	-	42	-	48,78
GC 136	SD	Orcières, Pas de la Cavale	290,8 - 4960,6	41,2	15,6	2,64	268	-	366	-	78	-	79	-	49,68
GC 136A	TM	Orcières, Pas de la Cavale	290,8 - 4960,6	67,2	24,7	2,72	270	-	367	-	102	-	165	-	38,2
GC 137	TM	Orcières, Pas de la Cavale	290,7 - 4960,7	79,9	30	2,66	268	-	368	-	124	-	201	-	38,15
GC 146	TM	Orcières, Cabane de Faravel	297,4 - 4954,9	25,8	13	1,98	262	-	367	-	39	-	60	-	39,39
GC 147	TM	Orcières, Uvernaus	298,5 - 4954,0	26,7	11,8	2,26	266	-	367	-	42	-	66	-	38,89
GC 148	TM	Orcières, Uvernaus	298,8 - 4954,0	24,5	9,6	2,55	268	320	374	-	51	39	38	-	57,2
GC 150	TM	Orcières, Haut Fournel	293,2 - 4961,8	44,4	16,6	2,67	274	-	369	-	51	-	122	-	29,48
GC 152	TM	Orcières, La Grande Cabane	293,6 - 4961,4	24	11,5	2,09	267	-	363	-	33	-	64	-	34,02
GC 153	TM	Orcières, Haut Fournel	294,9 - 4962,3	26	14	1,86	265	-	366	-	49	-	61	-	44,55
GC 155	TM	Orcières, Ravin du Clot Chanu	275,0 - 4953,8	57,9	27,5	2,11	277	-	365	-	72	-	183	-	28,24
GC 158	TM	Orcières, Col de Viallet	274,9 - 4954,3	54,2	27	2,01	261	-	364	-	80	-	147	-	35,24
GC 159	SD	Orcières, Col de Clémens	277,5 - 4954,7	76,8	35,8	2,15	268	-	364	-	118	-	203	-	36,76
GC 160	SD	Orcières, Col de Clémens	277,6 - 4954,6	29,7	21,9	1,36	263	312	357	-	54	44	56	-	49,09
GC 161	SD	Orcières, Col de Clémens	277,5 - 4954,5	62,1	29,8	2,08	258	-	364	-	86	-	166	-	34,13
GC 162	TM	Orcières, Riou de Buissard	276,0 - 4953,5	55,9	24,2	2,31	263	-	363	-	70	-	173	-	28,81
GC 163	TM	Orcières, Méollion	285,2 - 4955,8	39	17	2,29	264	-	362	-	65	-	99	-	39,63
GC 164	TM	Orcières, Méollion	286,1 - 4956,2	50,4	24,3	2,07	271	-	366	-	66	-	154	-	30
GC 165	TM	Orcières, Champoléon	284,2 - 4953,7	45,2	17,5	2,58	268	-	362	-	69	-	106	-	39,43
GC 166	TM	Orcières, Champoléon	284,2 - 4953,7	59	26,6	2,22	277	-	364	-	79	-	160	-	33,05
GC 167	SD	Orcières, Torrent des Pisses	292,4 - 4954,6	42,4	14,6	2,9	263	-	362	-	93	-	82	-	53,14
GC 168	TM	Orcières, Les Pisses	292,7 - 4954,7	46,5	17,4	2,67	266	-	362	-	71	-	138	-	33,97
GC 169	TM	Orcières, Lac des Pisses	292,7 - 4954,7	52	16,9	3,08	262	-	364	-	81	-	134	-	37,67
GC 170	TM	Orcières, Cirque du Roc Diolon	291,8 - 4956,5	57,9	18,8	3,08	271	-	361	-	84	-	150	-	35,9
GC 172	TM	Orcières, Ouest de Roche Rousse	291,6 - 4955,5	41,3	14,7	2,81	266	-	359	-	70	-	100	-	41,18
GC 173	TM	Orcières, Lac des Sirènes	289,5 - 4954,8	46,7	20,2	2,31	266	-	362	-	73	-	124	-	37,06
GC 174	TM	Orcières, Le Paravar	290,6 - 4953,8	71,5	29,6	2,42	274	-	364	-	98	-	214	-	31,41
GC 175	TM	St-Christophe-en-Oisans, Rav. de Chabrière	298,6 - 4967,7	36,8	15	2,45	263	-	367	-	58	-	101	-	36,48
GC 176	TM	St-Christophe-en-Oisans, Prat du Clot	297,6 - 4967,7	28,6	11,5	2,49	257	-	360	-	54	-	59	-	47,79
GC 177	TM	Orcières, Grand Clot de la Gorge	297,3 - 4961,0	46,8	21,6	2,17	258	-	363	-	80	-	108	-	42,55
GC 178	TM	Orcières, Grand Clot de la Gorge	297,4 - 4961,0	33,1	13,6	2,43	258	-	363	-	56	-	72	-	43,75
GC 179	TM	Orcières, Le Grand Queyron	297,9 - 4961,2	45,4	20,9	2,17	264	-	369	-	65	-	139	-	31,86

- 293 -

TABLEAU N° 21 (suite et fin).

GC 180	TM	Orcières, Le Grand Queyron	298,4 - 4961,5	68,6	19	3,61	258	-	359	-	120	-	148	-	44,78
GC 181	TM	Orcières, Le Grand Queyron	298,4 - 4961,5	33,5	13,3	2,52	261	-	362	-	65	-	65	-	50
GC 183	TM	Guillestre, La Combe du Serre	301,9 - 4958,5	60,4	30,3	1,99	266	-	370	-	71	-	205	-	25,72
GC 184	TM	Guillestre, Les Violins	301,7 - 4958,3	42,1	15,7	2,68	265	-	361	-	56	-	125	-	30,94
GC 185	TM	Guillestre, Adroit d'Odeyer	300,5 - 4958,4	25,8	11	2,35	264	-	362	-	37	-	59	-	38,54
GC 186	TM	Orcières, Vallon d'Odeyer	299,1 - 4958,8	21,7	9,1	2,38	259	-	361	-	40,5	-	48	-	45,76
GC 187	TM	Orcières, Vallon d'Odeyer	299,1 - 4958,8	22,3	10	2,23	261	-	358	-	42,5	-	45	-	48,57
GC 188	TM	Orcières, Romans	298,6 - 4957,7	12	6,9	1,74	261	-	363	-	22,5	-	19,5	-	53,57
GC 189	TM	Orcières, Le Saut du Laire	293,6 - 4949,5	62,3	26,4	2,36	273	-	365	-	87	-	182	-	32,34
GC 190	TM	Orcières, Le Saut du Laire	293,6 - 4949,5	60,8	30,9	1,97	278	-	369	-	78	-	182	-	30
GC 200A	SD	Orcières, Sommet Drouvet	287,6 - 4955,7	49,8	25,5	1,95	264	320	358	-	90	84	95	-	48,65
GC 200B	SD	Orcières, Sommet Drouvet	287,6 - 4955,7	50	23,5	2,13	264	322	359	-	84	85	104	-	44,68

TABLEAU N° 22. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des formations détritiques paléogènes continentales et marines du Dévoluy.

N°ECH.	MATERIEL	TRI(1)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
ED 1	Calcaire détritique, Priabonien	SD	Gap, Le Devès	883,5 - 256,8	123,6	41,9	2,95	270	-	361	153	-	453	25,25
ED 2	Microbrèche, Priabonien	SD	Gap, La Montagne	880,9 - 261,5	78	29	2,69	280	-	368	93	-	300	23,66
ED 3	Sable grésifié, Priabonien	TM	St-Bonnet, Les Clots	883,6 - 274,6	82,2	36	2,28	269	-	362	66	-	333	16,54
ED 4	Sable grésifié, Priabonien	TM	St-Bonnet, Les Clots	883,6 - 274,6	64	33	1,94	272	-	366	55	-	251	17,97
ED 5	Sable grésifié, Priabonien	TM	St-Bonnet, Les Clots	883,6 - 274,6	67,2	35	1,92	271	-	364	66	-	282	18,97
ED 6	Sable, Eocène continental	TM	Mens, Pont du Trabuèch	868,9 - 267,9	104,7	34	3,08	289	-	368	147	-	330	30,82
ED 7	Sable, Eocène continental	TM	Mens, Pont du Trabuèch	869,1 - 267,9	55,4	28,4	1,95	286	-	368	64	-	186	25,6
ED 8	Sable, Eocène continental	TM	Mens, Pont du Trabuèch	869,1 - 267,9	116,7	39,4	2,96	286	-	369	147	-	405	26,63
ED 10	Sable, Eocène continental	TM	Mens, Rioufroid	869,3 - 266,8	100,8	33,2	3,04	290	-	370	117	-	360	24,53
ED 11	Conglomérat lacustre, Oligocène	TM	Mens, Rioufroid	869,2 - 266,8	105	41,2	2,55	281	-	361	120	-	411	22,6
ED 12	Marne sableuse, Oligocène	TM	Mens, Rioufroid	869,2 - 266,8	85,5	28,2	3,03	281	-	368	111	-	270	29,13
ED 13	Conglomérat lacustre, Oligocène	TM	Mens, Serre Pouly	868,5 - 267,3	61,5	31,6	1,95	288	-	371	57	-	243	19
ED 14	Marne sableuse, Oligocène	TM	Mens, Mas Rebuffat	867,6 - 269,3	93	32	2,91	280	-	367	129	-	297	30,28
GSD 1	Grès, St.-Disdier, Oligocène	TM	St.-Bonnet, La Mère Eglise	882,4 - 276,6	35	30,3	1,16	272	-	366	48	-	86	35,82
GSD 3	Grès, St.-Disdier, Oligocène	TM	St.-Bonnet, La Nayrette	881,9 - 275,7	40,3	22,9	1,76	266	-	365	67	-	87	43,51
GSD 4	Grès, St.-Disdier, Oligocène	TM	St.-Bonnet, La Combe de l'Eau	881,2 - 274,7	32,7	21,2	1,54	266	-	364	56	-	69	44,8
GSD 5	Grès, St.-Disdier, Oligocène	TM	St.-Bonnet, La Cluse	878,7 - 266,4	41,6	27	1,54	267	-	363	76	-	81	48,41
GSD 6	Nagelfluh, Oligocène	TM	Gap, Château du Terrail	881,4 - 258,2	41	33,3	1,23	274	-	362	72	-	83	46,45
GSD 8	Nagelfluh, Oligocène	TM	Gap, Le Candillon	881,5 - 258,2	32,5	23	1,41	270	-	368	55	-	78	41,35
GSD 9	Nagelfluh, Oligocène	TM	Gap, Le Candillon	881,5 - 258,2	32,7	23,7	1,38	278	-	360	53	-	79	40,15
GSD 12	Marne sableuse, Oligocène	TM	Gap, Les Philippons	880,8 - 258,9	45	24,3	1,85	282	-	361	67	-	123	35,26
GSD 14	Marne sableuse, Oligocène	SD	Gap, Clos Boudon	879,5 - 257,9	30	16,2	1,85	262	-	354	54	-	69	43,9
GSD 15	Grès, St.-Disdier, Oligocène	TM	St.-Bonnet, Ribière	881,3 - 276,4	55,7	44,5	1,25	261	-	359	83	-	141	37,05
GSD 16	Grès, St.-Disdier, Oligocène	TM	St.-Bonnet, Le Seresq	880,9 - 275,1	33,6	24,9	1,35	264	-	361	52	-	81	39,1
GSD 17	Grès, St.-Disdier, Oligocène	SD	St.-Bonnet, Les Bauches	882,2 - 273,0	47,9	29,6	1,62	266	-	358	83	-	103	44,62
GSD 18	Marne, Oligocène	SD	St.-Bonnet, Moulin Surre	886,7 - 269,9	52,5	33,3	1,58	265	-	364	86	-	134	39,09

(1) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 23. - Thermoluminescence du quartz "en grains" du conglomérat de base et des calcschistes paléogènes du Pays des Arves.

N°ECH.	MATERIEL	TRI(1)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
FAA 5	Conglomérat	TM	St.-Jean-de-Maurienne,Villarclément	294,9 - 5016,5	30	26,9	1,12	279	-	374	-	30	-	106	-	22,06
FAA 6	Conglomérat	TM	St.-Jean-de-Maurienne,Villarclément	294,9 - 5016,5	58,2	29,9	1,95	276	-	368	-	41	-	238	-	14,7
FAA 8A	Conglomérat	TM	St.-Jean-de-Maurienne,Villarclément	294,9 - 5016,5	15,4	15,4	1	277	-	370	-	15	-	53	-	22,06
FAA 29	Conglomérat	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,5 - 5000,2	70,3	36,3	1,94	261	-	364	-	92,5	-	217,5	-	29,84
FAA 30	Conglomérat	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,5 - 5000,2	63	36,7	1,72	266	-	367	-	113	-	137,5	-	45,11
FAA 32	Conglomérat	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,2 - 5000,4	68,7	24,9	2,76	261	-	367	-	124	-	145,5	-	46,01
FAA 33	Conglomérat	TM	La Grave, Aiguilles d'Arves	291,2 - 5000,4	47,5	31	1,53	267	-	369	-	72	-	115,5	-	38,4
FAA 48	Conglomérat	SD	La Grave, Refuge Lombard	290,8 - 4998,4	81,5	46,5	1,75	263	-	364	-	113,5	-	246	-	31,57
FAA 49	Conglomérat	SD	La Grave, Refuge Lombard	290,8 - 4998,4	83,8	33,8	2,48	260	-	368	-	94,5	-	269	-	26
FAA 88	Conglomérat	TM	La Grave, La Gardette	298,4 - 4988,6	55,5	29,3	1,89	264	-	367	-	69	-	183	-	27,38
FAA 89	Conglomérat	TM	La Grave, La Gardette	298,4 - 4988,6	32,9	18	1,83	265	-	369	-	49,5	-	91,5	-	35,11
FAA 90	Conglomérat	TM	La Grave, La Gardette	298,4 - 4988,6	56	26,7	2,1	261	-	365	-	73	-	163,5	-	30,87
FAA 105	Calcschiste	SD	La Grave, Trois Evêchés	292,6 - 4993,3	24,9	16,6	1,5	258	-	363	-	36	-	56	-	39,13

(1) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 24. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des grès paléogènes du Pays des Arves.

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
FAA 1	TM	La Grave, Crête de Chailiol	295,2 - 4991,5	31,3	17,7	1,77	274	-	373	-	55	-	75	-	42,31
FAA 2	TM	La Grave, Crête de Chailiol	295,2 - 4991,5	54,4	20	2,72	268	-	368	-	80	-	141	-	36,2
FAA 4	TM	La Grave, Trt. de Roche Noire	296,5 - 4991,3	65,3	23,4	2,79	266	-	360	-	96,5	-	168,5	-	36,42
FAA 9	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Les Loix	296,8 - 5011,6	66,1	27,4	2,41	270	-	370	-	85	-	199	-	29,93
FAA 10A	SD	St.-Jean-de-Maurienne, Montricher - Le Bochet	296,1 - 5013,3	15,1	13,8	1,09	265	-	367	-	19,5	-	42,5	-	31,45
FAA 11	TM	St.-Jean-de-Maurienne,Montricher	296,8 - 5012,4	72	30	2,4	265	-	365	-	63	-	300	-	17,36
FAA 12A	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Rau. des Moulins	297,0 - 5011,6	58,4	26	2,25	269	-	368	-	86	-	167	-	33,99
FAA 13	TM	St.-Jean-de-Maurienne,Montricher	296,9 - 5012,7	44,3	34	1,3	285	-	370	-	57	-	154	-	27,01
FAA 14	TM	St.-Jean-de-Maurienne,Montricher	297,4 - 5013,0	40,6	30,5	1,33	293	-	367	-	62	-	109	-	36,26
FAA 15	TM	La Grave, Col du Galibier	295,5 - 4992,3	48	19,5	2,46	265	-	366	-	89	-	97	-	47,85
FAA 16	TM	La Grave, Col du Galibier	295,5 - 4992,3	64	22,3	2,87	268	-	367	-	96	-	149	-	39,18
FAA 17A	TM	La Grave, Montagne de Roche Noire	295,2 - 4992,4	93,1	30,8	3,02	264	-	362	-	117	-	261	-	30,95
FAA 18	TM	La Grave, Crête de Chailiol	295,3 - 4991,3	50,9	23,7	2,15	265	-	367	-	83	-	135	-	38,07
FAA 23	TM	La Grave, Vallon des Aiguilles	293,8 - 4999,7	86,5	38,6	2,24	266	-	366	-	92,5	-	291	-	24,12
FAA 24	TM	La Grave, Vallon des Aiguilles	293,8 - 4999,7	100,9	41,9	2,41	266	-	367	-	96,5	-	359	-	21,19
FAA 26	TM	La Grave, Vallon des Aiguilles	292,1 - 5000,0	77,4	35,1	2,21	259	-	364	-	99,5	-	243,5	-	29,01
FAA 34	TM	La Grave, Les Choseaux - Verneys	296,7 - 5002,8	22,6	23	0,98	275	-	369	-	27,2	-	59,8	-	31,26
FAA 36	TM	La Grave, Les Clots	296,9 - 5004,4	58,1	31,3	1,86	275	-	370	-	57	-	193	-	22,8
FAA 37	TM	La Grave, Porte de l'Enfer	296,9 - 5004,5	87	38,8	2,24	275	-	372	-	96,5	-	279	-	25,7
FAA 45	TM	La Grave, Goléon, Le Grépon	292,0 - 4995,2	103,6	41,1	2,52	267	-	364	-	114	-	334,5	-	25,42
FAA 46	TM	La Grave, Goléon, Les Rubans	292,2 - 4995,5	124,5	46,8	2,66	261	-	366	-	143	-	440,5	-	24,51
FAA 47	TM	La Grave, Goléon	291,7 - 4996,5	108,4	36,5	2,97	256	-	364	-	132	-	347	-	27,56
FAA 50	TM	La Grave, Goléon	291,7 - 4997,1	99,5	39,5	2,52	261	-	367	-	121	-	299	-	28,81
FAA 51	SD	La Grave, Trt. de Maurian	291,8 - 4995,1	49,5	30,8	1,61	273	-	366	-	84,5	-	105	-	44,59
FAA 55	TM	La Grave, Vallon Claret	295,7 - 4997,2	76,8	39,7	1,93	265	-	362	-	91	-	211	-	30,13
FAA 56	TM	La Grave, Les Losettes	295,4 - 4995,9	99,5	41,1	2,42	268	-	368	-	125	-	279	-	30,94
FAA 57	TM	La Grave, Vallon du Fond	294,8 - 4994,7	85,1	41,3	2,06	258	-	356	-	98	-	235	-	29,43
FAA 58	TM	La Grave, Trois Evêchés	294,2 - 4994,4	92,2	33,9	2,72	269	-	367	-	132	-	246	-	34,92
FAA 59	TM	La Grave, Vallon du Fond	293,7 - 4994,7	76,2	20,9	3,65	270	-	367	-	96,5	-	213,5	-	31,13
FAA 60	SD	La Grave, Vallon du Fond	294,5 - 4995,2	44,8	23,6	1,9	274	-	365	-	67,5	-	102,5	-	39,71

(1) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 24 (suite).

FAA 61	TM	La Grave Rocher Belin	294,9 - 4996,5	83,1	42,6	1,95	268	-	367	-	100,5	-	245	-	29,09
FAA 62	SD	La Grave, Tête de Jacques	294,5 - 4996,9	51,7	26,3	1,97	276	-	372	-	66,5	-	117	-	36,24
FAA 63	TM	La Grave, Vallon du Goléon	293,9 - 4996,6	87,4	44,9	1,95	268	-	367	-	108	-	257	-	29,59
FAA 64	TM	La Grave, Vallon du Goléon	293,7 - 4997,2	91,9	48,1	1,91	272	-	366	-	103	-	275	-	27,25
FAA 65	TM	La Grave, Rochers du Goléon	293,0 - 4997,4	86,9	37,7	2,31	267	-	369	-	117	-	243	-	32,5
FAA 66	TM	La Grave, Tête de Jacques	294,8 - 4997,2	65,3	28,2	2,32	266	-	369	-	94	-	167,5	-	35,95
FAA 67	TM	La Grave, Vallon Claret	295,3 - 4997,4	43,8	23,1	1,9	271	-	370	-	63,5	-	89	-	41,64
FAA 68	TM	La Grave, La Rivine	296,2 - 5001,7	84,2	40,8	2,06	255	-	360	-	108	-	231	-	31,86
FAA 69	SD	La Grave, Granges du Vallon	296,2 - 5001,1	32,9	36,8	0,89	271	-	368	-	48	-	78	-	38,1
FAA 70	TM	La Grave, Pointe des Adrets	295,8 - 5001,8	90,3	34,4	2,63	268	-	369	-	119	-	251,5	-	32,12
FAA 72	TM	La Grave, Crey Rond	295,4 - 5003,7	58,1	23,5	2,47	265	-	362	-	79	-	145,5	-	35,19
FAA 73	SD	La Grave, Gorges de Baleis	295,8 - 5004,1	21,2	20,9	1,01	270	-	368	-	33,5	-	44	-	43,23
FAA 74	TM	La Grave, Au Solède	296,7 - 5004,8	75,9	40,7	1,86	268	-	362	-	83	-	245	-	25,3
FAA 75	TM	La Grave, Au Solède	296,2 - 5005,2	56	30,5	1,84	274	-	367	-	72	-	166	-	30,25
FAA 76	TM	La Grave, Les Ramées	295,1 - 5005,3	78,2	43,2	1,81	280	-	368	-	66,5	-	273,5	-	19,56
FAA 77	TM	La Grave, Crey du Meigno	295,2 - 5005,6	88,8	38,1	2,33	272	-	367	-	107,5	-	273,5	-	28,22
FAA 78	TM	La Grave, Crey du Meigno	296,1 - 5006,2	91,1	37,7	2,42	264	-	365	-	117,5	-	254,5	-	31,59
FAA 79	SD	La Grave, Pas de Pertuité	294,6 - 5006,2	36,6	40,1	0,91	260	-	366	-	64	-	72	-	47,06
FAA 80	SD	La Grave, Pas de Pertuité	294,6 - 5006,2	38	22	1,73	268	-	367	-	53	-	98	-	35,1
FAA 81	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Paroi du Midi	295,2 - 5006,7	91,7	41,5	2,21	266	-	368	-	117	-	291	-	28,68
FAA 82	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Le Clot d'Albanet	296,6 - 5007,9	85,3	35,1	2,43	271	-	368	-	117,5	-	224,5	-	34,36
FAA 83	SD	La Grave, Le Molard	297,4 - 5006,3	27,1	19,3	1,4	270	-	361	-	44	-	54	-	44,9
FAA 84	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Montricher	296,1 - 5012,6	59,8	29,9	2	272	-	367	-	57	-	207,5	-	21,55
FAA 85	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Montricher	295,9 - 5012,5	84,6	42,6	1,99	265	-	367	-	77,5	-	291	-	21,03
FAA 86	SD	La Grave, La Gardette	298,8 - 4988,7	29,2	20,1	1,45	280	-	367	-	43,5	-	62,5	-	41,04
FAA 87	TM	La Grave, La Gardette	298,6 - 4988,7	64,1	30,3	2,12	255	-	361	-	70	-	214,5	-	24,6
FAA 93	SD	La Grave, Montagne de Chailiol	294,4 - 4991,0	30	14,8	2,03	261	-	362	-	61	-	51,5	-	54,22
FAA 94	TM	La Grave, Montagne de Chailiol	294,4 - 4991,1	56	19,7	2,84	264	-	365	-	75	-	161,5	-	31,71
FAA 98	TM	La Grave, Lac du Bec Grenier	290,7 - 4996,2	111,3	39	2,85	268	-	368	-	126	-	337,5	-	27,18
FAA 99	TM	La Grave, Lac du Bec Grenier	290,7 - 4996,2	90,3	32,9	2,74	269	-	367	-	102	-	288	-	26,15
FAA 100	TM	La Grave, Lac du Bec Grenier	290,7 - 4996,2	91,2	34,4	2,65	267	-	369	-	111	-	268,5	-	29,25
FAA 102	TM	La Grave, Montagnes du Goléon	290,2 - 4997,0	70,1	26,9	2,61	276	-	365	-	81	-	213	-	27,55
FAA 103	SD	La Grave, Trt. de Roche Noire	293,9 - 4992,5	29,2	13,2	2,21	268	-	364	-	46,5	-	62,5	-	42,66
FAA 104	TM	La Grave, Trt. de Roche Noire	293,6 - 4992,7	64,4	20,4	3,16	268	-	366	-	79,5	-	190,5	-	29,44
FAA 106	TM	La Grave, Trois Evêchés	292,9 - 4993,4	75,6	24,3	3,11	280	-	367	-	95,5	-	219	-	30,37

- 298 -

TABLEAU N° 24 (suite et fin).

FAA 107	TM	La Grave, Trt. de Roche Noire	293,5 - 4992,9	71,6	26	2,75	279	-	366	-	83,5	-	211,5	-	28,31
FAA 108	TM	La Grave, Les Baleis	296,1 - 5003,4	84	28,2	2,98	269	-	369	-	93	-	261	-	26,27
FAA 109	TM	La Grave, Les Baleis	295,9 - 5003,4	85,2	28,8	2,96	281	-	369	-	100,5	-	262,5	-	27,69
FAA 110	TM	La Grave, Crey Rond	295,5 - 5003,3	65,3	19,4	3,37	267	-	369	-	91,5	-	189	-	32,62
FAA 111	TM	La Grave, Crey Rond	294,6 - 5003,1	48	22,5	2,13	270	-	363	-	61,5	-	135	-	31,3
FAA 112	TM	La Grave, Crey Rond	294,6 - 5003,1	75,3	27,2	2,77	273	-	370	-	91,5	-	247,5	-	26,99
FAA 113	TM	La Grave, La Barmette	296,4 - 5000,3	81	29,1	2,78	280	-	369	-	87	-	256,5	-	25,33
FAA 114	TM	La Grave, La Barmette	296,4 - 5000,3	88,5	33,8	2,62	280	-	366	-	95,5	-	276	-	25,71
FAA 115	SD	St.-Jean-de-Maurienne, St.-Julien-Mont-Denis	296,6 - 5015,0	36,7	26,3	1,4	270	-	365	-	37,5	-	111,5	-	25,17
FAA 116	SD	St.-Jean-de-Maurienne, St.-Julien-Mont-Denis	296,6 - 5015,0	21,1	26	0,81	271	-	362	-	26	-	53,5	-	32,7
FAA 118	SD	St.-Jean-de-Maurienne, Montricher - Le Bochet	296,6 - 5013,3	24,7	20	1,24	273	-	368	-	30,5	-	52,5	-	36,75
FAA 119	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Les Karelis	296,8 - 5011,1	89,3	30	2,98	265	-	369	-	108	-	279	-	27,91
FAA 120	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Les Karelis	296,8 - 5011,1	105,8	36,9	2,87	264	-	370	-	132	-	325,5	-	28,85
FAA 121	TM	St.-Jean-de-Maurienne, La Plagne	296,4 - 5009,4	86,3	26,6	3,24	271	-	367	-	111	-	251,5	-	30,62
FAA 122	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Crêt de Talières	296,0 - 5010,0	97,2	33,9	2,87	266	-	370	-	117	-	289,5	-	28,78
FAA 123	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Crêt de Talières	295,8 - 5009,8	101,3	38,3	2,64	272	-	366	-	109,5	-	306	-	26,35
FAA 124	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Croix St.-Laurent	295,4 - 5009,2	70,1	33,5	2,09	263	-	367	-	72	-	250,5	-	22,33
FAA 125	SD	St.-Jean-de-Maurienne, Croix St.-Laurent	295,4 - 5009,2	53,1	35	1,52	276	-	370	-	69	-	150	-	31,51
FAA 126	TM	St.-Jean-de-Maurienne, La Plagne d'Albane	296,8 - 5009,5	101	41,1	2,46	264	-	370	-	114	-	312	-	26,76
FAA 127	TM	St.-Jean-de-Maurienne, La Plagne d'Albane	296,8 - 5009,5	97,2	35,7	2,72	264	-	367	-	108	-	306	-	26,09
FAA 128	TM	St.-Jean-de-Maurienne, La Plagne d'Albane	296,8 - 5009,5	108,3	40,1	2,7	267	-	369	-	118,5	-	336	-	26,07
FAA 129	TM	Briançon, Les Sagnères	302,0 - 4982,9	67,5	34,7	1,95	268	-	368	-	87	-	216	-	28,71
FAA 130	TM	Briançon, Les Sagnères	302,0 - 4982,9	71	32	2,22	278	-	374	-	76	-	226	-	25,17
FAA 140	SD	La Grave, Vallon du Fond	295,7 - 4995,1	46,7	27,9	1,67	269	-	360	-	58,5	-	107,5	-	35,24
FAA 142	SD	St.-Jean-de-Maurienne, Chapieux	297,3 - 5006,6	60,2	34,5	1,74	270	-	363	-	68	-	200,5	-	25,33

- 299 -

TABLEAU N° 25. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des calcaires gréseux à petites nummulites (CGN) et des schistes marno-micacés (SMM) du synclinal de Thônes et des montagnes entre Arve et Giffre (Haute-Savoie).

N° ECH.	MATERIEL	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
EHS 1	CGN	SD	Cluses, l'Arberroz	315,7 - 5102,1	28,1	13,2	2,13	264	326	358	-	50	48	57	-	46,73
EHS 2	CGN	SD	Cluses, Les Chavannes	312,7 - 5101,3	28,4	26,2	1,08	265	321	355	-	45	58,5	68	-	39,82
EHS 3A	CGN	SD	Cluses, La Lanchette	305,5 - 5088,7	43,8	18,8	2,33	261	321	355	-	73	86	110,5	-	39,78
EHS 3B	CGN	SD	Cluses, La Lanchette	305,5 - 5088,7	41,9	18,8	2,23	261	338	351	-	72	57	97	-	42,6
EHS 4A	CGN	SD	Cluses, La Bottière	305,8 - 5088,8	22,6	14,3	1,58	265	325	357	-	37,5	47,5	57	-	39,68
EHS 4B	CGN	SD	Cluses, La Bottière	305,8 - 5088,8	21,2	13,5	1,57	267	321	352	-	38,5	43,5	54	-	41,62
EHS 5	CGN	SD	Annecy-Ugine, Les Etages	301,5 - 5084,5	34,9	14	2,49	260	319	348	-	72,5	64	74	-	49,49
EHS 6	SMM	SD	Annecy-Bonneville, Col Colombière	304,6 - 5096,5	31,6	28,1	1,12	265	325	356	-	56	51,5	58,5	-	48,91
EHS 7	SMM	SD	Annecy-Bonneville, Le Gd. Bornand	301,7 - 5091,0	31,1	24	1,3	266	329	362	-	58,5	45,5	52,7	-	52,61
EHS 8	SMM	SD	Cluses, Brion	311,3 - 5098,9	40,7	24,1	1,69	263	319	370	-	67	67	85,5	-	43,93
EHS 9	SMM	SD	Annecy-Bonneville, Les Outalays	302,9 - 5093,7	64,2	29,2	2,2	266	-	359	-	106,5	-	146	-	42,18
EHS 10	SMM	SD	Annecy-Bonneville, La Mottaz	302,1 - 5093,6	18,3	17,2	1,06	271	321	365	-	30,5	29	33,5	-	47,66
EHS 11	SMM	SD	Annecy-Bonneville, St. Jean-de-Sixt	299,1 - 5089,5	21,9	25,7	0,85	271	-	365	-	30,5	-	58	-	34,46
EHS 12	SMM	SD	Annecy-Ugine, La Turte	299,5 - 5081,2	27,6	20	1,38	270	327	354	-	45	54,5	59	-	43,27

(1) SD = Séparation densimétrique.

TABLEAU N° 26. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des grès et grauweekes paléogènes du synclinal de Thônes et des montagnes comprises entre Arve et Giffre (Haute-Savoie).

N° ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
GT 2	GTT, Gers	SD	Cluses, Arâches	316,7 - 5101,9	64	40,6	1,58	279	-	364	-	97,5	-	147	-	39,88
GT 3	GTT, Gers	SD	Cluses, Arâches	316,9 - 5101,2	92,3	34,9	2,64	284	-	366	-	141	-	235,5	-	37,45
GT 6	GTT, Arbaron	SD	Cluses, Bois de Flaine	320,2 - 5098,0	112	44,1	2,54	274	-	360	-	161,5	-	294	-	35,46
GT 7	GTT, Arbaron	TM	Cluses, Combe Enverse	320,6 - 5098,6	56,8	19,5	2,91	266	-	358	-	69,5	-	138,5	-	33,41
GT 8	GTT, Gers	TM	Cluses, Vernant	321,8 - 5099,8	53,7	24,2	2,22	265	-	359	-	73,5	-	140	-	34,43
GT 9	GTP, A/G	SD	Cluses, Tête du Pré des Saix	321,8 - 5100,1	100,2	35,2	2,85	268	-	359	-	155,5	-	215,5	-	41,91
GT 10	GTP, A/G	SD	Cluses, Tête du Pré des Saix	321,6 - 5100,2	104,8	42,6	2,46	280	-	358	-	160	-	233	-	40,71
GT 11	GTP, A/G	TM	Cluses, Tête du Pré des Saix	321,6 - 5100,2	65,6	25,7	2,55	277	-	362	-	96,5	-	153,5	-	38,6
GT 12	GTP, A/G	TM	Cluses, Tête du Pré des Saix	321,6 - 5100,2	81,6	33,2	2,46	277	-	360	-	111,5	-	186,5	-	37,42
GT 13	GTP, A/G	TM	Cluses, Tête du Pré des Saix	321,6 - 5100,2	51	24,5	2,08	277	-	363	-	75	-	115,5	-	39,37
GT 14	GTT, Pelouse	SD	Cluses, Dérochoir	325,7 - 5093,0	81,4	31,6	2,58	254	-	356	-	133,5	-	212,5	-	38,58
GT 19	GTT, STH	TM	Annecy-Ugine, Les Clefs	293,0 - 5082,0	59	34,7	1,7	271	-	363	-	92,5	-	140	-	39,78
GT 20	GTT, STH	TM	Annecy-Ugine, Les Clefs	293,0 - 5082,0	59,8	29,2	2,05	275	-	364	-	96,5	-	137,5	-	41,24
GT 21	GTT, STH	SD	Annecy-Ugine, Les Clefs	293,0 - 5082,0	55,3	40,7	1,36	271	-	356	-	102	-	97,5	-	51,13
GT 22	GTT, STH	TM	Annecy-Ugine, Lachat	293,6 - 5080,8	59	38,8	1,52	261	-	361	-	95,2	-	130,5	-	42,18
GT 24	GTT, STH	TM	Annecy-Ugine, Col de la Croix Fry	298,3 - 5083,8	77,2	36,4	2,12	267	-	364	-	110	-	193	-	36,3
GT 25	GTT, Pelouse	SD	Cluses, Les Châteaux de Cran	324,0 - 5094,2	118,3	50,9	2,32	254	-	358	-	149	-	296	-	33,48
GT 28	GTT, Pelouse	SD	Cluses, Col de la Porta	324,1 - 5093,3	58,9	28,4	2,07	264	-	359	-	99,5	-	128,5	-	43,64
GT 29	GTT, Pelouse	SD	Cluses, Les Châteaux de Cran	324,0 - 5093,9	79,6	29,5	2,7	273	-	360	-	114,4	-	201,5	-	36,21
GT 30	GTT, Pelouse	SD	Cluses, Tête Pelouse	324,8 - 5096,7	92,7	31,3	2,96	272	-	360	-	121	-	234	-	34,08
GT 31	GTT, Pelouse	SD	Cluses, Tête Pelouse	324,1 - 5097,1	69,8	46,5	1,5	267	-	360	-	97,5	-	167,5	-	36,79
GT 32	GTT, Arbaron	SD	Cluses, Tête de Balachat	323,4 - 5097,4	83,6	40,9	2,04	269	-	370	397	87	-	190	152	31,41
GT 33	GTT, Pelouse	SD	Cluses, Combe de Gers	323,4 - 5097,2	75,5	27,6	2,74	274	-	360	-	93	-	194	-	32,4
GT 34	GTT, Arbaron	SD	Cluses, Combe de Gers	323,8 - 5097,8	81,1	27,1	2,99	275	-	361	-	107	-	214	-	33,33
GT 35	GTT, Arbaron	SD	Cluses, Combe de Gers	324,4 - 5098,6	62,7	29,8	2,1	274	-	364	407	79	-	141	72	35,91
GT 36	GTT, Gers	SD	Cluses, Combe de Gers	324,8 - 5098,7	63,4	32,6	1,94	269	-	361	-	91,5	-	156,5	-	36,9

(1) Terminologie de J. MARTINI (1968) et G.G. SAWATZKI (1975) : GT, Grès de Taveyanne s.l. ; GTT, Grès de Taveyanne typiques (séries de Tête Pelouse, de l'Arbaron et de Gers) ; GTP, Grès de Taveyanne pauvres ; GTI, Grès de Taveyanne intermédiaires ; GI, Grès intermédiaires ; FL, Flysch à lentilles. A/G = Montagnes entre Arve et Giffre ; STH = Synclinal de Thônes.

(2) SD = Séparation densimétrique ; TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 26 (suite).

GT 37	GTT, Gers	SD	Cluses, Combe de Gers	324,8 - 5098,9	52	23,1	2,25	272	-	364	-	73	-	124	-	37,06
GT 38	GTT, Gers	TM	Cluses, Lac de Gers	323,9 - 5099,7	26,1	14,8	1,76	268	-	361	-	35,5	-	61	-	36,79
GT 39	GTT, Gers	SD	Cluses, Lac de Gers	323,9 - 5099,7	78,5	32,6	2,41	267	-	360	-	116,5	-	189	-	38,13
GT 40	GTT, Arbaron	SD	Cluses, Combe de Gers	325,2 - 5101,1	57,2	20,8	2,75	273	-	360	410	73	-	133,5	62	35,35
GT 41	GTT, Arbaron	SD	Cluses, Les Challenles	325,7 - 5101,5	64,5	54,3	1,19	273	-	372	411	82	-	139,5	90	37,02
GT 42	GTT, Gers	SD	Cluses, Chalets Trapechet	325,2 - 5102,1	41,9	21,1	1,99	272	-	364	-	60,5	-	107	-	36,12
GT 43	GTT, Gers	SD	Cluses, Trapechet	324,6 - 5102,5	72,6	31	2,34	271	-	359	-	119,5	-	169	-	41,42
GT 47	GTT, STH	TM	Cluses, Les Troncs	307,6 - 5091,9	84	41,3	2,03	264	-	364	-	123	-	217,5	-	36,12
GT 49	FL, STH	SD	Cluses, La Servelanche	305,6 - 5091,3	30,9	29,7	1,04	268	305	359	-	58,5	47,5	49	-	54,42
GT 55A	FL, STH	SD	Annecy-Bonneville, Le Tendieu	302,2 - 5087,8	76,6	36,3	2,11	261	-	360	-	131,5	-	174,5	-	42,97
GT 55B	FL, STH	SD	Annecy-Bonneville, Le Tendieu	302,2 - 5087,8	84,1	48,9	1,72	264	-	363	-	132,5	-	200,5	-	39,79
GT 56	GTP, STH	TM	Annecy-Bonneville, Le Var	301,9 - 5087,4	16,4	10,5	1,56	265	-	363	-	30	-	34	-	46,88
GT 58	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, Les Joux	299,7 - 5083,9	123,1	60	2,05	271	-	363	-	209,5	-	301	-	41,04
GT 59	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, Pte de Beauregard	298,8 - 5085,7	110,6	69	1,6	261	-	358	-	179,5	-	250	-	41,79
GT 60	GTT, STH	SD	Annecy-Ugine, Beauregard	298,7 - 5084,9	90,3	31,6	2,86	275	305	358	-	160,5	151	176,5	-	47,63
GT 61	GTT, STH	TM	Annecy-Ugine, Beauregard	298,7 - 5084,4	75,5	47,3	1,6	275	-	368	-	115,5	-	199,5	-	36,67
GT 62	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, Merdassier	299,3 - 5083,3	115,8	44,9	2,58	266	-	360	-	197,5	-	221,5	-	47,14
GT 63	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, Merdassier	299,4 - 5092,5	107,4	37,1	2,89	274	-	364	-	173,5	-	245,5	-	41,41
GT 64	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Les Fiaux	300,7 - 5085,9	34,7	23,3	1,49	278	-	363	-	49,5	-	92,5	-	34,86
GT 65	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, Crêt du Merle	301,6 - 5085,8	87	54,2	1,61	277	314	361	-	144	147	200,5	-	41,8
GT 66	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, La Frasse	301,1 - 5085,7	66	27,6	2,39	266	-	362	-	108	-	150	-	41,86
GT 67	GTT, Gers	SD	Cluses, Lac de Vernant	321,9 - 5099,0	67,8	23,3	2,91	262	-	357	-	107,5	-	151	-	41,59
GT 68	GTT, Gers	TM	Cluses, Pointe de Véret	321,7 - 5098,4	65,1	28,4	2,29	279	-	362	-	84	-	187,5	-	30,94
GT 69	GTT, Gers	SD	Cluses, Vernant	322,8 - 5099,6	110,3	49,7	2,22	264	-	362	-	187,5	-	232,5	-	44,64
GT 70	GTT, Gers	TM	Cluses, Les Grands Vans	322,8 - 5099,0	82,5	25,1	3,29	272	-	364	-	124,5	-	207	-	37,56
GT 71	GTT, Gers	TM	Cluses, Pas de Plaine	322,9 - 5098,5	54,9	29	1,89	270	-	362	-	75	-	135	-	35,71
GT 74	GTT, Gers	SD	Cluses, Passage des Vans	322,4 - 5099,8	115,8	49,8	2,33	263	-	358	-	171,5	-	266,5	-	39,16
GT 75	GTT, Gers	SD	Cluses, Corbalanche	320,5 - 5099,6	76,6	39,9	1,92	271	-	361	-	107,5	-	197,5	-	35,25
GT 76	GTT, Gers	SD	Cluses, Les Moulins	317,6 - 5099,3	78,1	43,9	1,78	266	-	363	-	105	-	208,5	-	33,49
GT 78A	Olistostrome, A/G	SD	Cluses, Pointe de Cupoire	320,3 - 5100,6	57,6	38,5	1,5	263	-	359	-	104,5	-	123,5	-	45,83
GT 79	GTP, A/G	SD	Cluses, Cupoire - La Corne	320,6 - 5100,7	76,2	32,1	2,37	266	-	360	-	119,5	-	192,5	-	38,3
GT 80	GTP, A/G	TM	Cluses, Cupoire - La Corne	320,6 - 5100,7	84,2	40,2	2,09	267	-	362	-	172,5	-	201	-	46,18
GT 81	Olistostrome, A/G	SD	Cluses, Pointe de la Corne	320,8 - 5100,7	86,3	42,1	2,05	262	-	360	-	122	-	226,5	-	35,01
GT 82	GTP, A/G	SD	Cluses, Pointe de la Corne	320,8 - 5100,8	63,8	40,1	1,59	261	-	361	-	91,5	-	181,5	-	33,52
GT 83	GTP, A/G	TM	Cluses, Pré des Saix	321,5 - 5100,8	82,4	34,2	2,41	275	-	368	-	97	-	255	-	27,56

TABLEAU N° 26 (fin).

GT 84	GTP, A/G	TM	Cluses, Crête de Paraman	321,8 - 5101,5	46,5	24	1,94	268	-	363	-	78	-	116,5	-	40,1
GT 85	GTT, Gers	SD	Cluses, Paraman	321,5 - 5101,3	68,5	20,7	3,31	269	-	365	-	102,5	-	184,5	-	35,71
GT 86	GTT, Gers	SD	Cluses, La Corne / La Lanche	320,7 - 5101,5	92,8	42,7	2,17	271	-	363	-	135	-	231	-	36,89
GT 90	GTT, Gers	SD	Cluses, Le Parchet	317,8 - 5100,3	96,8	31,5	3,07	278	-	360	-	131	-	263	-	33,25
GT 91	GT, STH	SD	Cluses, Romme / Brion	311,8 - 5099,1	100,5	34,7	2,9	278	-	362	-	160,5	-	229,5	-	41,15
GT 92	GT, STH	SD	Cluses, Romme / Brion	311,6 - 5099,0	93,4	27,1	3,45	295	-	363	-	155	-	211	-	42,35
GT 98	GTT, STH	SD	Cluses, Le Collet	305,9 - 5090,1	74,6	35,3	2,11	263	-	359	-	96,5	-	183	-	34,53
GT 99	GTT, STH	TM	Cluses, Bois des Ascets	304,8 - 5089,3	34,8	15	2,32	279	-	367	-	42	-	102	-	29,17
GT 100	GTT, STH	SD	Cluses, Bois des Ascets	304,8 - 5089,3	78,6	26,3	2,99	276	-	364	-	119	-	197,5	-	37,6
GT 101	GTP, STH	TM	Annecy - Ugine, La Lanche	299,9 - 5086,0	25,4	13,8	1,84	257	-	360	-	45	-	60	-	42,86
GT 102	GTP, STH	TM	Annecy - Ugine, La Lanche	300,1 - 5086,0	77,4	33,9	2,28	275	-	361	-	102	-	225	-	31,19
GT 103	GTP, STH	TM	Annecy - Ugine, Les Fiaux	300,2 - 5086,2	78	27,6	2,83	275	-	362	-	124,5	-	205,5	-	37,73
GT 104	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Pré Jean	297,5 - 5083,3	75,6	44,7	1,69	253	-	362	-	99	-	222	-	30,84
GT 105	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Le Grand Pré	296,7 - 5082,9	76,4	32,3	2,37	271	-	365	-	130,5	-	180	-	42,03
GT 106	GI, STH	TM	Annecy - Ugine, Le Péroset	296,6 - 5082,5	68,6	37,2	1,84	260	-	362	-	108	-	172,5	-	38,5
GT 108	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, l'Arblay	299,3 - 5079,6	59,1	39,5	1,5	271	308	361	-	94,5	101	138	-	40,65
GT 109	GTT ?, STH	SD	Annecy - Ugine, l'Arblay	299,3 - 5079,6	71,6	41,9	1,71	273	-	360	-	106	-	173,5	-	37,92
GT 111	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Chalmont	294,8 - 5082,7	49,5	28,2	1,76	282	-	366	-	78	-	130,5	-	37,41
GT 112	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Le Mont	293,5 - 5082,8	70,1	33,9	2,07	281	-	362	-	111	-	163,5	-	40,44
GT 113	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Villard - dessous	294,1 - 5082,3	56,4	33,8	1,67	270	-	367	-	87	-	142,5	-	37,91
GT 114	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, Bois Des Molliettes	293,8 - 5084,5	79,9	32,3	2,47	274	313	360	-	123,5	120,5	157,5	-	43,95
GT 115	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, Bois Des Molliettes	293,8 - 5084,5	63,1	41,5	1,52	280	305	360	-	93	97	139,5	-	40
GT 116	GTP, STH	TM	Annecy - Ugine, Chamossière	292,0 - 5082,6	42,3	21,5	1,97	286	-	369	-	64	-	121,5	-	34,5
GT 117	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, l'Essert	291,1 - 5082,5	67,4	24,6	2,74	279	300	357	-	109	117	144,5	-	43
GT 118	GTT, STH	SD	Annecy - Ugine, Belchamp	292,2 - 5081,3	71,1	29,4	2,42	276	309	353	-	125	133	156,5	-	44,4
GT 119	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Trasserand	292,6 - 5080,3	54,6	26,9	2,03	270	-	361	-	94	-	127	-	42,53
GT 120	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Les Pruniers	292,7 - 5078,2	78,5	43,1	1,82	271	-	363	-	136,5	-	181,5	-	42,92
GT 121	GTT, STH	TM	Annecy - Ugine, Les Pruniers	292,7 - 5078,2	65,1	32	2,03	270	-	361	-	120	-	131,5	-	47,71
GT 122	GT, STH	TM	Annecy - Ugine, La Traupe	292,1 - 5069,5	93,9	47,9	1,96	271	-	364	-	114	-	286,5	-	28,46
GT 123	GT, STH	SD	Annecy - Ugine, Les Crêts	291,8 - 5068,3	50,6	34,8	1,45	278	310	358	-	88,5	87	104,5	-	45,85
GT 124	FL, STH	TM	Cluses, La Duche	306,7 - 5091,9	99,3	35	2,84	280	-	364	-	127,5	-	288	-	30,69
GT 125	FL, STH	TM	Cluses, La Vendanche	304,7 - 5090,2	51	37,1	1,37	274	-	363	-	58,5	-	159	-	26,9
GT126	GI, STH	SD	Annecy-Ugine, Les Choseaux	297,0 - 5081,6	53,3	30,3	1,76	275	324	364	-	88,5	91,5	112,5	-	44,03

TABLEAU N° 27. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des Grès du Val d'Illeiz (GVI) et du Danay (GD) du synclinal de Thônes et des Grès de Bonneville (GB) (Haute-Savoie).

N°ECH.	TRI(1)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
GVI 1	TM	Annecy-Bonneville, Les Lombardes	299,8 - 5088,5	12,9	9,5	1,36	261	-	362	-	22	-	24,5	-	47,31
GVI 2	TM	Annecy-Bonneville, Les Lombardes	299,8 - 5088,5	33,2	21,8	1,52	264	-	362	-	45	-	81,5	-	35,57
GVI 3	TM	Annecy-Bonneville, Les Lombardes	299,8 - 5088,5	23,9	15	1,59	260	-	363	-	41	-	47,5	-	46,33
GVI 4	TM	Annecy-Bonneville, Les Lombardes	299,8 - 5088,5	22,4	13,6	1,65	260	-	360	-	42	-	41	-	50,6
GVI 10	SD	Annecy-Ugine, Le Pignet	293,8 - 5085,0	5,7	8,4	0,68	284	-	377	-	9,5	-	9,5	-	50
GVI 11	TM	Annecy-Ugine, au Martinet	293,4 - 5085,5	24,8	14,1	1,76	260	-	357	-	49,5	-	48	-	50,77
GVI 12	TM	Annecy-Bonneville, Les Villards s/Thônes	295,5 - 5087,0	21,8	21	1,04	257	-	359	-	40	-	55	-	42,11
GVI 13	TM	Annecy-Bonneville Forgeassoud-dessous	298,4 - 5088,9	22,1	15	1,47	262	-	361	-	29,5	-	72	-	29,06
GVI 17	TM	Annecy-Bonneville, Les Sixt	299,7 - 5089,0	34,1	17,3	1,97	261	-	364	-	52,5	-	82	-	39,03
GVI 18	TM	Annecy-Bonneville, La Mouille	300,3 - 5089,7	21	14,3	1,47	261	-	360	-	38,5	-	43,5	-	46,95
GVI 19	TM	Annecy-Bonneville, Plattuy	302,2 - 5087,8	18,5	9	2,06	263	-	364	-	38	-	36	-	51,35
GD 30	TM	Annecy-Bonneville, Danay	301,5 - 5089,2	24,6	15	1,64	266	-	360	-	43,5	-	55,5	-	43,94
GD 31	TM	Annecy-Bonneville, Danay	301,2 - 5089,0	33,9	23,9	1,42	271	-	372	-	63	-	70,5	-	47,19
GB	SD	Annemasse, Chez Chardon	916,2 - 128,9*	31,6	19,3	1,64	265	334	356	-	53	58,5	62,5	-	45,89

(1) SD = Séparation densimétrique; TM = Tri manuel.

*Coordonnées Lambert.

TABLEAU N° 28. - Thermoluminescence du quartz de quelques formations endogènes du socle provençal : Maures (MAU), Tanneron (TAN), Esterel (EST).

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY LAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
MAU 121	Gr., Camarat	TM	St. Tropez-Cap Lardier, Cap Camarat	952,9 - 109,4	41,2	82,5	0,5	-	-	352	-	-	-	125	-	####
MAU 122	Gr., Plan de la Tour	TM	St. Tropez-Cap Lardier, V. de Préconil	942,7 - 123,7	120	64,9	1,85	275	-	363	-	153	-	303	-	33,55
MAU 123	Gr., Plan de la Tour	TM	Fréjus-Cannes, N. des Preyres	942,7 - 136,6	257,4	50,2	5,13	285	-	373	-	288	-	711	-	28,83
MAU 124	Gr., Plan de la Tour	TM	Fréjus-Cannes, N. des Preyres	942,7 - 136,6	882	127,7	6,91	280	-	350	-	408	-	732	-	35,79
TAN 1	Mg., Tanneron	TM	Grasse-Cannes, Bois de la Maure	981,6 - 152,4	56,7	35,4	1,6	269	-	390	-	83	-	106	-	43,92
TAN 2	Mg., Tanneron	TM	Grasse-Cannes, Bois de la Maure	981,7 - 152,5	59,9	32	1,87	291	-	392	-	67	-	145	-	31,6
TAN 3	Gr., Grime	TM	Fayence, Vallon du Broch	953,6 - 150,0	36,6	78,5	0,47	280	-	382	-	29	-	97	-	23,02
TAN 4	Gr., Rouet	TM	Fayence, Les Maures	946,6 - 150,0	169,2	75	2,26	276	-	365	-	53	-	180	-	22,75
TAN 30 A	Mg., Tanneron	TM	Grasse-Cannes, N-D. de Valcluse	970,1 - 156,2	41,1	54,6	0,75	280	-	357	410	55	-	62	67	47,01
TAN 30 B	Mg., Tanneron	TM	Grasse-Cannes, N-D. de Valcluse	970,1 - 156,2	35,5	45	0,79	278	-	363	403	48	-	55	53	46,6
EST 1	Rh., Esterel	TM	Fréjus-Cannes, Pte Notre-Dame	971,6 - 141,6	29,2	14,4	2,03	291	-	372	-	92	-	29	-	76,03
EST 2	Rh., Esterel	TM	Fréjus-Cannes, Pte Notre-Dame	971,6 - 141,6	28,3	15,8	1,79	291	-	375	-	88	-	26	-	77,19

(1) Gr. = Granite ; Mg. = Migmatite ; Rh. = Rhyolite.

(2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 29. - Thermoluminescence du quartz de quelques formations endogènes du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes).

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
ARG 3	Pg.	TM	Le Boréon, Col de Fremamorta	993,2 - 217,6	36,8	32	1,15	-	-	392	-	-	-	98	-	####
ARG 4	Mgr., Argentera	TM	Le Boréon, Col de Fremamorta	993,2 - 217,6	43,4	41,3	1,05	285	-	350	-	72	-	65	-	52,55
ARG 5	Gr., Argentera	TM	Le Boréon, Col de Salèse	991,6 - 215,8	35	30,6	1,14	282	-	354	-	49	-	48	-	50,52
ARG 6	Mg., Fenestre	TM	St. Martin-Vésubie, Rocher du Contet	1005,2 - 209,1	92,3	69,4	1,33	279	-	362	-	115	-	203	-	36,16
ARG 8	Gn., Fougieret	TM	St. Etienne-de-Tinée, Fougieret	970,4 - 223,0	27,1	13,3	2,04	265	-	367	-	35	-	87	-	28,69
ARG 9A	Gn., Fougieret	TM	St. Etienne-de-Tinée, P. Rouge	969,9 - 223,8	62,6	34,4	1,82	263	-	365	-	81	-	192	-	29,67
ARG 9 B	Gn., Fougieret	TM	St. Etienne-de-Tinée, P. Rouge	969,9 - 223,8	48,3	33,2	1,45	263	-	365	-	77	-	134	-	36,49
ARG 15 A	Mg., Iglière	TM	St. Etienne-de-Tinée, V. de la Guercha	977,2 - 221,3	47,5	24,5	1,94	272	-	370	-	90	-	90	-	50
ARG 15 B	Mg., Iglière	TM	St. Etienne-de-Tinée, V. de la Guercha	977,2 - 221,3	26,7	25	1,07	278	-	369	-	62,5	-	54,5	-	53,42
ARG 34	Mg., Adus	TM	Le Boréon, Les Trois Ponts	994,2 - 212,5	19,1	17,1	1,12	295	330	358	-	32,5	33	29	-	52,85
ARG 39	Mg., Adus	TM	Le Boréon, Col de Salèse	992,3 - 215,6	27,3	25,2	1,08	277	-	349	416	33	-	41	44	44,59
ARG 47	Mg., Rabuons	TM	St. Martin-Vésubie, Fd. de St. Martin	992,9 - 210,1	30	20,4	1,47	290	340	365	-	51	62	55	-	48,11
ARG 50 A	Pg.	TM	St. Martin-Vésubie, Fd. de St. Martin	992,9 - 210,1	49,3	33,7	1,46	-	327	-	-	-	138	-	-	####
ARG 50 B	Pg.	TM	St. Martin-Vésubie, Fd. de St. Martin	992,9 - 210,1	49,9	31,5	1,58	-	326	-	-	-	128	-	-	####

(1) Gn. = Gneiss ; Gr. = Granite ; Mg. = Migmatite ; Mgr. = Microgranite ; Pg. = Pegmatite.

(2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 30. - Thermoluminescence du quartz des principales formations endogènes du massif des Écrins-Pelvoux s.l. (PE), des écaïlles de Côte-Plaine (FAA) et du dôme de Remollon (RE).

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
PE 9A	Gn., Crupillouse	SE	Orcières, Les Baumes	282,1 - 4957,9	64	27,5	2,33	261	-	356	-	111	-	120	-	48,05
PE 9B	Gn., Crupillouse	SE	Orcières, Les Baumes	282,1 - 4957,9	63,4	20,7	3,06	268	-	364	-	115	-	119	-	49,15
PE 13	Gn., Crupillouse	SD	Orcières, Combe de Bécé	283,7 - 4959,9	70,3	22,5	3,12	266	-	375	-	115	-	150	-	43,4
PE 17	Pg.	TM	Orcières, Combe de Bécé	283,7 - 4959,9	44,3	30,4	1,46	252	-	360	-	17	-	133	-	11,33
PE 21	Gn., Crupillouse	SD	Orcières, Les Auberts	284,9 - 4960,6	70,4	19,3	3,65	275	-	376	-	131	-	142	-	47,99
PE 26	Gr., Claphouse	TM	St. Christophe-en-Oisans, Le Serre	300,4 - 4972,6	16,8	11,4	1,47	276	-	370	-	42	-	20	-	67,74
PE 28	Gr., Claphouse	TM	St. Christophe-en-Oisans, Le Serre	300,3 - 4972,7	21,4	13	1,65	280	-	366	-	45	-	32	-	58,44
PE 35	Gr., Bérarde	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Roche Faurio	-	40	21,7	1,84	278	-	363	-	87	-	42	-	67,44
PE 64	Cgl., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	12	17,3	0,69	274	332	369	-	22	26	17	-	56,41
PE 65 A	Cgl., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	3,3	13,4	0,25	-	-	373	-	-	-	9	-	####
PE 67 A	Cgl., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	11,8	14,3	0,83	273	323	360	-	25	23	17	-	59,52
PE 67 B	Cgl., Vx. Chaillol	TM	Orcières, Col de Riou Beyrou	277,8 - 4956,6	12	14,7	0,82	270	326	366	-	26	24	15	-	63,41
PE 68	Gr., Clouzis	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Gd. Laus	296,0 - 4977,0	33,4	14,1	2,37	272	-	367	-	82	-	38	-	68,33
PE 72	Gn., Dourmillouse	TM	Orcières, Dourmillouse	298,3 - 4956,7	31,7	21,2	1,5	267	-	370	-	78	-	51	-	60,47
PE 74	Gr., Riéu-Blanc	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Entre-le-Aigues	294,3 - 4967,8	41	19,4	2,11	269	-	368	-	99	-	67	-	59,64
PE 75	Gr., Riéu-Blanc	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Ste. Marguerite	-	29	14,5	2	265	-	361	-	74	-	37	-	66,67
PE 76	Gr., Combeynot	TM	La Grave, Pics de Combeynot	-	63,3	15,1	4,19	262	-	368	-	153	-	114	-	57,3
PE 77	Gr., Combeynot	TM	La Grave, Pics de Combeynot	-	91,3	19,5	4,68	260	-	371	-	214	-	164	-	56,61
PE 78 A	Rh., Combeynot	TM	La Grave, Le Lautaret	295,9 - 4989,5	150,9	45,5	3,32	275	-	371	-	261	-	312	-	45,55
PE 78 B	Rh., Combeynot	TM	La Grave, Le Lautaret	295,9 - 4989,5	234	71,5	3,27	283	-	372	-	309	-	711	-	30,29
PE 98	Mg., Bans	SD	Orcières, La Selle	291,2 - 4962,6	31,5	20,7	1,52	264	308	360	-	58	51	33	-	63,74
PE 100	Mg., Sirac	SD	Orcières, Jas Lacroix	292,7 - 4965,2	40,6	18	2,26	265	308	367	-	128	78	21	-	85,90
PE 101 A	Gn., La Lavey	SD	St. Cristophe-en-Oisans, La Selle	294,1 - 4966,5	65,9	33,8	1,95	279	-	371	-	105	-	126	-	45,45
PE 101 B	Gn., La Lavey	SD	St. Cristophe-en-Oisans, La Selle	294,1 - 4966,5	61,9	32,8	1,89	274	-	370	-	108	-	114	-	48,65
PE 111	Mg.	SD	St. Cristophe-en-Oisans, Champhorent	279,9 - 4979,6	18,4	13,2	1,39	274	307	358	-	42	38	19	-	68,85
PE 112	Mg.	SD	St. Cristophe-en-Oisans, Champhorent	279,9 - 4979,6	17	12,8	1,33	272	310	352	-	41	36	19	-	68,33
PE 114	Gr., La Bérarde	TM	St. Cristophe-en-Oisans, La Bérarde	286,2 - 4979,0	27,7	15,8	1,75	271	320	360	-	44	57	39	-	53,01
PE 115	Gr., La Bérarde	TM	St. Cristophe-en-Oisans, La Bérarde	286,2 - 4979,0	14,5	11,3	1,28	278	330	370	-	74	30	22	-	52,17

(1) Cgl. = Conglomérat métamorphique ; Gn. = Gneiss ; Gr. = Granite ; Mg. = Migmatite ; Pg. = Pegmatite ; Prh. = Porphyroïde ; Rh. = Rhyolite.

(2) SD = Séparation densimétrique ; SE = Séparation électrostatique ; TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 30 (Suite et fin).

PE 116	Gr., Etages	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Les Etages	283,7 - 4980,0	28,4	10,7	2,65	274	-	363	-	74	-	28	-	72,55
PE 117	Gr., Etages	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Les Etages	283,7 - 4980,0	23,4	12,2	1,92	285	325	365	-	52	44	30	-	63,41
PE 118	Gr., Champhorent	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Les Fumas	281,7 - 4980,3	19,3	14	1,38	272	322	362	-	30	39	29	-	50,85
PE 123	Gr., Turbat	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Gd. Vallon	274,3 - 4974,3	36,1	12,2	2,96	272	-	374	-	75	-	60	-	55,56
PE 124	Gr., Turbat	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Gd. Vallon	274,3 - 4974,3	35,8	13,3	2,69	274	-	371	-	81	-	54	-	60
PE 126	Mg., La Lavey	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Rau. d'Aillot	272,5 - 4974,0	76	26,3	2,89	272	-	371	-	85	-	240	-	26,15
PE 127	Gr., Pétarel	SD	Orcières, Prentiq	273,4 - 4964,9	21,3	17,1	1,25	254	332	371	-	40	38	25	-	61,54
PE 128	Gr., Pétarel	TM	Orcières, Prentiq	273,4 - 4964,9	27,8	12,3	2,26	265	314	365	-	73	42	25	-	74,49
PE 129	Gr., Pétarel	TM	Orcières, Prentiq	273,4 - 4964,9	15,3	10,9	1,4	273	-	362	-	34	-	25	-	57,63
PE 130 A	Mg., Pigeonnier	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Le Clot	285,4 - 4968,2	65	27,4	2,37	276	-	370	-	83	-	195	-	29,86
PE 130 B	Mg., Pigeonnier	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Le Clot	285,4 - 4968,2	49,4	21,8	2,27	279	-	371	-	63	-	145	-	30,29
PE 131	Mg., Pigeonnier	TM	St. Cristophe-en-Oisans, Le Clot	285,3 - 4968,2	27	11,9	2,27	272	-	366	-	55	-	48	-	53,4
PE 132	Gr., Bourg	SD	St. Cristophe-en-Oisans, Le Bourg	281,4 - 4967,7	14,3	11,1	1,29	295	-	369	-	27	-	29	-	48,21
PE 161	Rh., Combeynot	TM	La Grave, Lautaret	295,7 - 4989,3	93	28	3,32	285	-	367	-	147	-	231	-	38,89
PE 162	Rh., Combeynot	TM	La Grave, Lautaret	295,7 - 4989,3	97,5	33,5	2,91	288	-	366	-	162	-	210	-	43,55
PE 163	Rh., Combeynot	TM	La Grave, Lautaret	295,7 - 4989,3	90	26,8	3,36	271	-	366	-	141	-	237	-	37,3
PE 171	Gn.	TM	La Grave, Chalet Gonon	285,0 - 4992,1	29,6	18,3	1,62	280	-	368	-	44	-	95	-	31,65
PE 200	Prh.	TM	La Grave, La Madeleine	298,2 - 4988,5	60,9	18,3	3,33	256	-	364	-	120	-	128,5	-	48,29
PE 201	Prh.	TM	La Grave, La Madeleine	298,2 - 4988,5	96,3	23,4	4,12	254	-	366	-	150	-	253,5	-	37,17
FAA 96	Gr., Côte-Plaine	TM	La Grave, Chailiol	294,3 - 4991,0	88,2	32	2,76	250	-	365	-	288	-	46,5	-	86,1
FAA 97	Gr., Côte-Plaine	TM	La Grave, Chailiol	294,3 - 4991,0	30	18,9	1,59	252	-	359	-	61,5	-	45	-	57,75
RE 1	Gn., Remollon	TM	Chorges, Chapelle St. Roch	275,5 - 4927,6	27,5	22	1,25	260	-	366	-	76,5	-	37,5	-	67,11

TABLEAU N° 31. - Thermoluminescence du quartz des principales formations endogènes des massifs de Belledonne (BEL), des Grandes Rousses (GR) et du Rocheray-Grand Châtelard (CHAT).

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
BEL 10 B	Gr., St. Colomban	SD	La Rochette, Les Cartières	287,4 - 5027,0	15,6	15,3	1,02	267	306	365	-	24	29,5	25,5	-	48,48
BEL 21	Gr., Sept-Laux	TM	Domène, Rau. des Sept-Laux	269,5 - 5010,7	29,1	23	1,27	294	334	-	-	49,5	62,5	-	-	####
BEL 22	Gr., Sept-Laux	TM	Domène, Rau. des Sept-Laux	269,5 - 5010,7	19,5	21	0,93	284	334	360	-	51,5	41	34	-	60,23
BEL 25	Gr., St. Colomban	TM	St.-J.-de-Maurienne, Forêt du Cuchet	286,6 - 5025,9	21,3	15,9	1,34	-	308	-	-	-	49,5	-	-	####
BEL 26	Pg.	TM	St.-J.-de-Maurienne, Forêt du Cuchet	286,6 - 5025,9	9,8	22,2	0,44	-	336	-	-	-	24	-	-	####
BEL 28	Mg., série satinée	SD	Bourg-St.-Maurice, Roselend	316,3 - 5063,5	65,5	30,3	2,16	273	330	371	-	108,5	98	141	-	43,49
BEL 29	Mg., série satinée	SD	Bourg-St.-Maurice, Col de Méraillet	315,8 - 5063,2	45,5	23,2	1,96	282	340	367	-	84,5	46	79,5	-	51,52
BEL 30	Mg., série satinée	SD	Bourg-St.-Maurice, La Turnaz	315,9 - 5064,4	29,5	13,6	2,17	278	-	362	-	56	-	43,5	-	56,28
BEL 32	Gn., série satinée	SD	Bourg-St.-Maurice, Méraillet	315,1 - 5063,5	46,3	19,6	2,36	266	-	364	-	76	-	76	-	50
BEL 33	Gr., Roc Blanc	TM	Bourg-St.-Maurice, Doron	313,8 - 5064,5	12,8	23	0,56	276	-	358	-	15	-	25,5	-	37,04
BEL 34	Gr., Roc Blanc	TM	Bourg-St.-Maurice, Doron	313,5 - 5064,5	18	12	1,5	265	316	367	-	28,5	40	25,5	-	52,78
BEL 35	Gr., Roc Blanc	TM	Bourg-St. Maurice, Les Cernix	313,2 - 5064,7	33	17,3	1,91	259	291	345	-	52,5	66	58,5	-	47,3
BEL 37	Gr., Beaufort	TM	Bourg-St. Maurice, Orgeval	312,2 - 5065,1	52,8	17,7	2,98	277	-	372	-	105	-	112,5	-	48,28
BEL 38	Gr., Beaufort	TM	Bourg-St. Maurice, Orgeval	312,2 - 5065,1	64,5	26	2,48	274	-	369	-	124,5	-	141	-	46,89
BEL 39	Gr., Beaufort	SD	Bourg-St. Maurice, Orgeval	312,2 - 5065,1	73,3	27,3	2,68	269	-	370	-	137	-	158	-	46,44
BEL 40	Gr., Beaufort	TM	Bourg-St.-Maurice, Beaufort	311,7 - 5065,4	148,5	48,8	3,04	265	-	367	-	155,5	-	553,5	-	21,93
BEL 41	Gr., Chaudanne	TM	St.-Gervais-les-Bains, La Chaudanne	316,1 - 5072,0	52,2	15,3	3,41	262	-	371	-	118,5	-	97,5	-	54,86
BEL 42	Gr., Outray	TM	St.-Gervais-les-Bains, l'Alpette	315,6 - 5069,4	24,8	13,5	1,84	291	344	373	-	41,5	46,5	37,5	-	52,53
BEL 43	Gr., Outray	TM	St.-Gervais-les-Bains, l'Alpette	315,6 - 5069,4	44	23,1	1,9	-	311	-	-	-	107,5	-	-	####
BEL 44	Msch., série satinée	TM	Bourg-St.-Maurice, La Louie	304,7 - 5065,9	19,5	20,4	0,96	284	333	-	-	40,5	52	-	-	####
GR 107	Gr., Clapier	TM	Vizille, Rocher du Fayol	268,9 - 4989,1	41,3	20,2	2,04	278	-	375	-	104	-	45	-	69,8
GR 108	Gr., Clapier	TM	Vizille, Le Creux	267,5 - 4990,3	53,3	18,9	2,82	273	-	376	-	130	-	76	-	63,11
GR 109	Gr., Clapier	TM	Vizille, Le Creux	267,5 - 4990,5	45,5	13	3,5	273	-	363	-	119	-	49	-	70,83
GR 121	Gr., Rochail	TM	La Mure, Les Gauchoirs	269,0 - 4987,0	49,6	18,5	2,68	275	-	374	-	127	-	62	-	67,2
GR 122	Gr., Rochail	SD	La Mure, Les Gauchoirs	269,0 - 4987,0	63	21,6	2,92	290	-	373	-	126	-	89	-	58,6
CHAT 3	Mg.	TM	St.-J.-de-Maurienne, l'Essart	290,7 - 5021,6	32,6	20,1	1,62	282	-	372	-	42	-	105	-	28,57
CHAT 4	Gr.	SD	St.-J.-de-Maurienne, l'Essart	290,5 - 5021,6	194,5	72,2	2,69	257	-	366	-	183	-	698	-	20,77
CHAT 5A	Mg.	SD	St.-J.-de-Maurienne, La Madeleine	290,2 - 5022,4	46,1	29,2	1,58	285	-	369	-	39,5	-	146	-	21,29
CHAT 5B	Mg.	SD	St.-J.-de-Maurienne, La Madeleine	290,2 - 5022,4	34,2	21,5	1,59	271	-	367	-	35,5	-	101	-	26,01

(1) Gn. = Gneiss ; Gr. = Granite ; Mg. = Migmatite ; Msch. = Micaschiste ; Pg. = Pegmatite.

(2) SD = Séparation densimétrique ; TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 32. - Thermoluminescence du quartz de quelques granites et porphyroïdes des massifs des Aiguilles Rouges (AIR), du Mont-Blanc (MB) et du Mont Chétif (MC).

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
AIR 1A	Gr., Vallorcine	TM	Chamonix, Le Mollard	340,7 - 5100,8	38,6	16,3	2,37	266	-	372	-	80	-	47,5	-	62,75
AIR 1B	Gr., Vallorcine	TM	Chamonix, Le Mollard	340,7 - 5100,8	33	16,7	1,98	267	-	370	-	68	-	45	-	60,18
AIR 2	Gr., Servoz	TM	Cluses, Pte. Pélissier	327,2 - 5087,3	38,6	31,3	1,23	275	-	363	-	91	-	42	-	68,42
AIR 3	Gr., Servoz	TM	Cluses, Pte. Pélissier	327,2 - 5087,3	35,1	28,5	1,23	282	-	361	-	73,5	-	47,5	-	60,74
MB 6	Gr., Mont-Blanc	TM	Mt.-Blanc,Lavachey-Evêque(éb.)	345,8 - 5080,1	47,9	28,4	1,69	290	312	351	-	96	93	75	-	56,14
MB 7	Gr., Mont-Blanc	TM	Mt.-Blanc,Lavachey-Evêque(éb.)	345,8 - 5080,1	35,7	20,3	1,76	289	333	352	-	78	74,5	70,5	-	52,53
MB 8	Gr., Mont-Blanc	TM	Mt.-Blanc,Lavachey-Evêque(éb.)	345,8 - 5080,1	54,3	21,3	2,55	277	-	367	-	112,5	-	91,5	-	55,15
MB 9	Gr., Mont-Blanc	TM	Mt.-Blanc,Lavachey-Evêque(éb.)	345,8 - 5080,1	60,6	26,7	2,27	281	325	366	-	126	109,5	89,5	-	58,47
MB 11	Gr., Mont-Blanc	TM	Mt.-Blanc,Lavachey-Evêque(éb.)	345,8 - 5080,1	74	28,7	2,58	266	-	372	-	135	-	154,5	-	46,63
MB 13	Gr., Mont-Blanc	TM	Mont-Blanc, Rochefort (éb.)	342,3 - 5078,7	15,5	17,7	0,88	283	337	-	-	20,5	35,5	-	-	#####
MB 14	Gr., Mont-Blanc	TM	Mont-Blanc, Rochefort (éb.)	342,3 - 5078,7	19,8	19,1	1,04	262	326	-	-	24	40	-	-	#####
MB 15	Gr., Mont-Blanc	TM	Mont-Blanc, Rochefort (éb.)	342,3 - 5078,7	15,3	20,7	0,74	263	326	-	-	18	30	-	-	#####
MB 16	Gr., Mont-Blanc	TM	Mont-Blanc, Rochefort (éb.)	342,3 - 5078,7	28,2	21,8	1,29	276	-	354	415	24	-	55,5	47,5	30,18
MC 17	Prh., Mt. Chétif	TM	Mont-Blanc, La Saxe	341,7 - 5074,6	17,5	12,9	1,36	281	-	354	-	4,5	-	13	-	25,71
MC 18	Prh., Mt. Chétif	TM	Mont-Blanc, La Saxe	341,7 - 5074,0	9	12,6	0,71	275	315	345	-	13,5	16,5	18	-	42,86
MC 19	Prh., Mt. Chétif	TM	Mont-Blanc, La Saxe	341,7 - 5074,0	5,3	8,3	0,64	267	-	355	-	11,5	-	9	-	56,1
MC 20	Prh., Mt. Chétif	TM	Mont-Blanc, La Saxe	341,7 - 5074,0	9,9	11	0,9	278	-	352	-	12	-	22,5	-	34,78
MC 21	Prh., Mt. Chétif	TM	Mont-Blanc, La Saxe	341,7 - 5074,0	5,7	8,7	0,66	267	-	355	-	11,5	-	8,5	-	57,5
MC 22	Prh., Mt. Chétif	TM	Mont-Blanc, La Saxe	341,7 - 5074,0	7,5	6,3	1,19	267	308	362	-	16,5	13,5	10,5	-	61,11

(1) Gr. = Granite ; Prh. = Porphyroïde.

(2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 33. - Thermoluminescence du quartz "en grains" et "en dragées" des conglomérats, des grès et des arkoses du Permo-Trias provençal.

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XY LAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
PP 1	GQ, Permien	TM	Collobrières, Les Plaines	931,8 - 124,2	76,5	41,3	1,85	288	-	376	79	-	153	34,05
PP 2	GQ, Permien	TM	Collobrières, Les Plaines	931,8 - 124,2	47,6	24	1,98	277	338	396	51	73	76	40,16
PP 3	GQ, Permien	TM	Collobrières, Les Plaines	931,8 - 124,2	281,3	49,5	5,68	-	304	351	-	621	768	#####
PP 4	GQ, Permien	TM	Collobrières, Les Plaines	931,8 - 124,2	32,7	22,1	1,48	273	347	391	56	48	42	57,14
TP 1	GQ, Trias	TM	Fayence, Riou de Méaulx	946,9 - 152,1	158,4	87,5	1,81	294	-	362	258	-	528	32,82
TP 2	GQ, Trias	TM	Grasse-Cannes, N.-D. de Vallauris	982,1 - 152,9	128,4	69,2	1,86	293	-	361	213	-	306	41,04
TP 3	GQ, Trias	TM	Grasse-Cannes, N.-D. de Vallauris	982,1 - 152,9	125,7	125,9	1	294	-	362	207	-	300	40,83
TP 4	GQ, Trias	TM	Grasse-Cannes, N.-D. de Vallauris	982,1 - 153,0	85,5	66,9	1,28	291	-	360	154	-	202	43,26
TP 5	GQ, Trias	TM	Grasse-Cannes, Le Couloubrier	969,4 - 156,3	189,9	42	4,52	298	-	363	348	-	453	43,45
TP 6	GQ, Trias	TM	Grasse-Cannes, Clavary	970,7 - 157,1	173,7	34,2	5,08	298	-	361	321	-	402	44,4
TP 6A	DQ, Trias	TM	Grasse-Cannes, Clavary	970,7 - 157,1	2,3	14,1	0,16	-	306	-	-	4	-	#####
TP 6B	DQ, Trias	TM	Grasse-Cannes, Clavary	970,7 - 157,1	2,2	9,3	0,24	-	308	-	-	5	-	#####
TP 7	GQ, Trias	TM	Fayence, Le Jas Neuf	961,7 - 154,9	144,9	25	5,8	-	307	356	-	303	315	#####
TP 8	GQ, Trias	TM	Fayence, Le Jas Neuf	961,7 - 154,9	179,7	32	5,62	-	314	360	-	363	393	#####
TP 8A	DQ, Trias	TM	Fayence, Le Jas Neuf	961,7 - 154,9	20,6	9,3	2,22	-	310	418	-	60	23	#####
TP 8B	DQ, Trias	TM	Fayence, Le Jas Neuf	961,7 - 154,9	11,4	4,8	2,38	275	314	356	18	29	24	42,86
TP 9	GQ, Trias	TM	Fayence, Le Jas Neuf	961,7 - 154,9	152,1	25,4	5,99	-	305	356	-	321	318	#####
TP 10	GQ, Trias	TM	Fayence, Riou de Méaulx	947,1 - 151,7	240	40,3	5,96	286	-	365	90	-	231	28,04
TP 11	GQ, Trias	TM	Fayence, Les Taillades	947,0 - 151,3	116,4	44	2,65	291	-	364	156	-	408	27,66
TP 12	GQ, Trias	TM	Fayence, Les Taillades	946,8 - 151,3	252,9	42,5	5,95	299	-	365	432	-	660	39,56
TP 13	GQ, Trias	TM	Fayence, Les Taillades	946,2 - 151,4	248	43,7	5,68	296	-	364	360	-	850	29,75
TP 13A	DQ, Trias	TM	Fayence, Les Taillades	946,2 - 151,4	40	29	1,38	290	-	382	31	-	120	20,53
TP 13B	DQ, Trias	TM	Fayence, Les Taillades	946,2 - 151,4	21,3	18,5	1,15	298	-	390	25	-	62	28,74
TP 13C	DQ, Trias	TM	Fayence, Les Taillades	946,2 - 151,4	19,4	24	0,81	298	-	374	21	-	61	25,61

(1) GQ = Quartz "en grains" ; DQ = Dragée de quartz.

(2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 34. - Thermoluminescence du quartz "en grains" du tégument carbonifère (HD), permien (RD) et triasique (TD) des massifs cristallins externes des Alpes occidentales.

N°ECH.	MATERIEI(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY (3, a/b)	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
HD 1A	Cgl., Taillefer	TM	La Mure, Entraigues	732,7 - 4976,3 (b)	6	12,9	0,47	288	344	-	-	13	13	-	-	#####
HD 1B	Cgl., Taillefer	TM	La Mure, Entraigues	732,7 - 4976,3 (b)	3,4	9	0,38	280	334	-	-	8	8	-	-	#####
HD 2	Cgl., Taillefer	TM	La Mure, Entraigues	732,7 - 4976,3 (b)	14	19,3	0,73	274	334	370	-	20	34,5	24	-	45,45
HD 5A	Cgl., Gdes. Rousses	TM	La Grave, Le Freney d'Oisans	274,1 - 4991,7 (b)	37	22	1,68	269	-	368	-	64	-	97	-	39,75
HD 5B	Cgl., Gdes. Rousses	TM	La Grave, Le Freney d'Oisans	274,1 - 4991,7 (b)	37,7	26	1,45	268	-	368	-	65	-	99	-	39,63
HD 8	Grès, Taillefer	TM	La Mure, Les Rouchoux	263,6 - 4970,4 (b)	289	23	12,6	288	-	360	-	470	-	850	-	35,61
HD 15	Cgl., Gdes. Rousses	TM	St.-J.-de-Maurienne, Croix-de-Fer	280,8 - 5011,7 (b)	51,5	35,5	1,45	281	-	367	-	71,5	-	122,5	-	36,86
HD 16	Cgl., Gdes. Rousses	TM	St.-J.-de-Maurienne, Croix-de-Fer	280,9 - 5012,4 (b)	55,6	40,7	1,37	278	-	369	-	66,5	-	159	-	29,49
HD 17	Cgl., Gdes. Rousses	TM	St.-J.-de-Maurienne, Croix-de-Fer	280,9 - 5012,4 (b)	32,9	18,8	1,75	275	-	364	-	61	-	69,5	-	46,74
HD 20	Ark., Belledonne	TM	Bourg-St.-Maurice, Les Lanches	316,6 - 5063,7 (b)	30	32,7	0,92	277	333	375	-	50,5	67,5	42	-	54,59
HD 21	Ark., Belledonne	TM	Bourg-St.-Maurice, Les Lanches	316,8 - 5063,7 (b)	238,5	63,6	3,75	256	-	362	-	205	-	938,5	-	17,93
HD 22	Grès, Aig. Rouges	SD	Cluses, Servoz	326,6 - 5087,5 (b)	45,1	38,5	1,17	280	323	356	-	89,5	103	79	-	53,12
HD 26	Ark., Belledonne	TM	Vizille, Roche Moutas	734,7 - 5003,4 (b)	38,9	19,5	1,99	253	334	372	-	37	106,5	69	-	34,91
HD 27	Ark., Argentera	TM	St.-Martin-Vésubie, Von. de Louchio	1000,1 - 206,4 (a)	77,4	30,3	2,55	270	-	368	-	97	-	244	-	28,45
HD 31	Ark., Argentera	TM	St.-Martin-Vésubie, Von. de Louchio	999,9 - 206,5 (a)	86,6	34,1	2,54	262	-	361	-	75	-	327	-	18,66
RD 2A	Grès, Belledonne	TM	Domène, Lac de Crèvecœur	267,8 - 5023,2 (b)	173,7	48,9	3,55	253	-	360	-	117	-	735	-	13,73
RD 2B	Grès, Belledonne	TM	Domène, Lac de Crèvecœur	267,8 - 5023,2 (b)	154	47,3	3,26	256	-	363	-	112	-	717	-	13,51
RD 5	Grès, Taillefer	TM	La Mure, Les Rouchoux	263,6 - 4970,9 (b)	580	63,3	9,16	285	-	351	-	1040	-	1535	-	40,39
RD 6	Grès, Taillefer	TM	La Mure, Les Rouchoux	263,6 - 4970,9 (b)	456	37,6	12,1	299	-	352	-	880	-	1080	-	44,9
RD 7	Grès, Taillefer	TM	La Mure, Les Rouchoux	263,6 - 4970,9 (b)	444	50,7	8,76	292	-	347	-	930	-	1115	-	45,48
RD 8	Grès, Taillefer	TM	La Mure, Les Rouchoux	263,5 - 4970,4 (b)	145	31,8	4,56	277	-	370	-	200	-	410	-	32,79
RD 15	Ark., Argentera	SD	St.-Martin-Vésubie, Roque Rousse	1006,2 - 205,0 (a)	112,2	49,6	2,26	259	-	367	-	100	-	215	-	31,75
RD 16	Ark., Argentera	SD	St.-Martin-Vésubie, Baisse Cavalline	1007,7 - 205,2 (a)	190,2	52	3,66	-	304	360	-	-	330,5	377	-	#####
RD 16A	Ark., Argentera	SD	St.-Martin-Vésubie, Baisse Cavalline	1007,7 - 205,2 (a)	286,9	94,9	3,02	288	-	354	-	746	-	885	-	45,74
RD 18	Pdg., Belledonne	TM	St.-Gervais-les-Bains, Flumet	307,3 - 5077,1 (b)	28,2	28,2	1	280	-	359	-	51,5	-	49	-	51,24
RD 50	Pdg., Barrot	TM	Entrevaux, Berthéou	960,2 - 203,0 (a)	77,4	40	1,94	275	-	362	-	78	-	247,5	-	23,96

- (1) Ark. = Arkose ; Cgl. = Conglomérat ; Pdg. = Poudingue ; Qtz. = Quartzite.
- (2) SD = Séparation électrostatique ; TM = Tri manuel.
- (3) a = Coordonnées Lambert ; b = Quadrillage UTM 32 T.

TABLEAU N° 34 (suite et fin).

RD 54	Pdg., Barrot	TM	Entrevaux, Berthéou	960,2 - 203,0 (a)	80,8	42	1,92	286	-	371	-	86	-	251	-	25,52
RD 60A	Ark., Belledonne	TM	St.-Gervais-les-Bains, St. Nicolas	305,6 - 5075,5 (b)	29,5	30	0,98	275	-	361	-	68	-	36,5	-	65,07
RD 60B	Ark., Belledonne	TM	St.-Gervais-les-Bains, St. Nicolas	305,6 - 5075,5 (b)	32	33,3	0,96	271	-	360	-	70,5	-	39,5	-	64,09
TD 1A	Ark., Rocheray	TM	St.-J.-de-Maurienne, La Balme	291,8 - 5022,0 (b)	111,9	83,2	1,34	278	-	372	-	75	-	429	-	14,88
TD 1B	Ark., Rocheray	TM	St.-J.-de-Maurienne, La Balme	291,8 - 5022,0 (b)	120,6	91,1	1,32	277	-	368	-	69	-	402	-	14,65
TD 10	Grès, Pelvoux	SD	La Grave, Le Chazelet	285,9 - 4992,7 (b)	12,6	14,6	0,86	262	-	363	-	28	-	16	-	63,64
TD 11A	Grès, Pelvoux	SD	La Grave, Le Chazelet	285,9 - 4992,7 (b)	61,4	25,9	2,37	270	-	372	-	91	-	155	-	36,99
TD 11B	Grès, Pelvoux	SD	La Grave, Le Chazelet	285,9 - 4992,7 (b)	52,2	34	1,54	274	-	376	-	73	-	118	-	38,22
TD 11C	Grès, Pelvoux	SD	La Grave, Le Chazelet	285,9 - 4992,7 (b)	62	27	2,3	272	-	372	-	91	-	156	-	36,84
TD 15	Cgl., Gdes. Rousses	TM	Vizille, La Garde	741,1 - 4995,2 (b)	14	17,3	0,81	294	-	362	-	28,5	-	21	-	57,58
TD 16	Qtz., Gdes. Rousses	TM	Vizille, Huez-St.-Ferréol	741,1 - 4996,0 (b)	10	15,8	0,63	268	339	381	-	17,5	23	11,5	-	60,34
TD 17A	Ark., Pelvoux	SD	La Grave, Chalet Gonon	284,9 - 4992,2 (b)	72,3	25,7	2,81	266	-	365	-	117	-	177	-	39,8
TD 17B	Ark., Pelvoux	SD	La Grave, Chalet Gonon	284,9 - 4992,2 (b)	76,2	26	2,93	264	-	363	-	117	-	189	-	38,24
TD 20A	Ark., Pelvoux	TM	La Grave, Chalet Gonon	284,6 - 4992,3 (b)	87	31	2,81	276	-	371	-	94,5	-	300	-	23,95
TD 20B	Ark., Pelvoux	TM	La Grave, Chalet Gonon	284,6 - 4992,3 (b)	84,5	30,1	2,81	273	-	370	-	92	-	279	-	24,8
TD 21A	Ark., Pelvoux	TM	La Grave, Chalet Gonon	284,6 - 4992,3 (b)	52,5	23	2,28	278	-	370	-	70	-	157	-	30,84
TD 21B	Ark., Pelvoux	TM	La Grave, Chalet Gonon	284,6 - 4992,3 (b)	56,4	24,5	2,3	279	-	370	-	72	-	165	-	30,38
TD 22A	Ark., Combeynot	SD	La Grave, Le Lautaret	295,6 - 4989,4 (b)	113,7	37,8	3,01	258	-	367	-	165	-	327	-	33,54
TD 22B	Ark., Combeynot	SD	La Grave, Le Lautaret	295,6 - 4989,4 (b)	111,4	35,5	3,14	258	-	367	-	175	-	345	-	33,65
TD 23	Ark., Combeynot	SD	La Grave, Le Lautaret	295,6 - 4989,4 (b)	6,8	7	0,97	272	-	343	-	13	-	11	-	54,17
TD 50	Qtz., Barrot	TM	Entrevaux, Pont de Berthéou	960,0 - 203,3 (a)	70	35,7	1,96	284	-	367	-	76	-	221	-	25,59
TD 51	Pdg., Barrot	TM	Puget-Théniers, Pont des Roberts	961,9 - 207,2 (a)	100,2	30,6	3,27	280	-	366	-	120	-	261	-	31,5
TD 52	Qtz., Argentera	TM	Puget-Théniers, Cantet	961,4 - 205,9 (a)	41,4	20	2,07	287	-	363	-	51	-	121	-	29,65
TD 53	Qtz., Argentera	TM	St.-Etienne-de-Tinée, Rt. Auron	968,3 - 224,4 (a)	85,2	46,6	1,83	262	-	363	-	82	-	307	-	21,08
TD 54	Qtz., Argentera	TM	St.-Etienne-de-Tinée, Von. de Roya	967,4 - 220,5 (a)	48,8	39,5	1,24	262	-	363	-	68	-	133	-	33,83
TD 55	Qtz., Argentera	TM	Tende, La Brigue	1021,1 - 209,2 (a)	74,5	30	2,48	274	-	362	-	97	-	181	-	34,89
TD 56	Qtz., Argentera	TM	St.-Etienne-de-Tinée	973,6 - 221,0 (a)	65	27,8	2,34	267	-	370	-	92	-	181	-	33,7
TD 57	Pdg., Argentera	TM	Larche, Le Pra	963,3 - 234,8 (a)	23,5	19,3	1,22	282	-	355	-	38	-	46	-	45,24
TD 58	Qtz., Barles	TM	La Javie	915,5 - 226,6 (a)	186	58,1	3,2	264	-	365	-	259,5	-	324	-	44,47
TD 59	Qtz., Barles	TM	La Javie	915,5 - 226,6 (a)	191,1	54,4	3,51	264	-	366	-	265,5	-	316,5	-	45,62

TABLEAU N° 35. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des marnes et grès glauconieux, des calcaires gréseux et des sables crétacés de la zone externe des Alpes occidentales et de son avant-pays.

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY (3, a/b)	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
CRE.SE 1A	Gg., Albien	SD	Menton-Nice, St. Laurent-Braus	1004,9 - 185,9 (a)	34,4	48,3	0,71	271	336	-	53	76	-	####
CRE.SE 1B	Gg., Albien	SD	Menton-Nice, St. Laurent-Braus	1004,9 - 185,9 (a)	35,7	38,9	0,92	270	331	-	54	80	-	####
CRE.SE 2A	Gg., Albien	SD	Menton-Nice, St. Laurent-Braus	1004,8 - 186,2 (a)	38,9	46,4	0,84	274	336	-	57	84	-	####
CRE.SE 2B	Gg., Albien	SD	Menton-Nice, St. Laurent-Braus	1004,8 - 186,2 (a)	38	44,9	0,85	265	334	-	57	83	-	####
CRE.SE 4A	Gg., Albien	SD	St.-Martin-Vésubie-Le Boréon, Loda	998,5 - 196,6 (a)	30,3	15,5	1,95	273	325	362	69	63	54	56,1
CRE.SE 4B	Gg., Albien	SD	St.-Martin-Vésubie-Le Boréon, Loda	998,5 - 196,6 (a)	43,7	16,5	2,65	271	325	363	90	88	74	54,88
CRE.SE 5A	Cg., Turonien sup.	SD	Castellane, Le Logis du Pin	945,8 - 174,3 (a)	85,7	27	3,17	271	-	343	121	-	235	33,99
CRE.SE 5B	Cg., Turonien sup.	SD	Castellane, Le Logis du Pin	945,8 - 174,3 (a)	91,8	30,7	2,99	270	-	343	122	-	239	33,8
CRE.SE 6A	Mg., Albien-Cén. inf.	SD	Moustiers-St.-Marie, La Palud	924,1 - 172,6 (a)	100,8	30,7	3,28	275	-	351	93	-	276	25,2
CRE.SE 6B	Mg., Albien-Cén. inf.	SD	Moustiers-St.-Marie, La Palud	924,1 - 172,6 (a)	95,5	31,3	3,05	277	-	354	96	-	273	26,02
CRE.SE 7A	Cg., Turonien	TM	Moustiers-St.-Marie, Les Chalanettes	921,2 - 171,5 (a)	98,5	38,6	2,55	295	-	364	179	-	245	42,22
CRE.SE 7B	Cg., Turonien	TM	Moustiers-St.-Marie, Les Chalanettes	921,2 - 171,5 (a)	102,6	42,7	2,4	296	-	363	192	-	255	42,95
CRE.SE 8	Cg., Turonien	TM	Moustiers-St.-Marie, Les Chalanettes	921,2 - 171,5 (a)	83,4	36,3	2,3	289	-	350	171	-	197	52,13
CRE.SE 9	Cg., Turonien	TM	Moustiers-St.-Marie, Les Pinatelles	923,0 - 173,5 (a)	108	28,2	3,83	294	-	354	240	-	145	56,59
CRE.SE 10	Cg., Turonien	TM	Moustiers-St.-Marie, Les Pinatelles	923,0 - 173,5 (a)	86,8	32,5	2,67	289	-	354	189	-	111	50,45
CRE.SE 11	Cg., Turonien	TM	Moustiers-St.-Marie, Les Pinatelles	923,0 - 173,5 (a)	58,2	30,1	1,93	278	-	350	95	-	188	33,57
CRE.SE 13	Gg., Albien	SD	Moustiers-St.-Marie, La Palud	923,4 - 172,5 (a)	75,9	33,9	2,24	274	-	345	115	-	220	34,33
CRE.SE 15	Mg., Albien	SD	Fayence, Escagnolles	958,7 - 168,6 (a)	88	30,4	2,89	274	-	345	80	75	79	50,31
CRE.SE 16A	Gg., Albien	SD	Puget-Théniers, Pont de Clans	985,8 - 197,1 (a)	38,9	29,3	1,33	269	329	358	70	67	71	49,65
CRE.SE 16B	Gg., Albien	SD	Puget-Théniers, Pont de Clans	985,8 - 197,1 (a)	34,9	19,4	1,8	271	326	360	96	131	-	####
CRE.SE 17A	Gg., Albien	SD	Menton-Nice, Col St.-Roch	999,7 - 188,7 (a)	58,1	22,2	2,62	273	333	-	88	112	-	####
CRE.SE 17B	Gg., Albien	SD	Menton-Nice, Col St.-Roch	999,7 - 188,7 (a)	50	22	2,27	274	332	-	123	-	588	17,3
CRE.SE 18A	Cg., Sant.-Tur. sup.	TM	-----, Valdieri, Pta Rosso	-----	153	39	3,92	275	-	363	123	-	573	17,67
CRE.SE 18B	Cg., Sant.-Tur. sup.	TM	-----, Valdieri, Pta Rosso	-----	133	37,5	3,55	277	-	364	123	-	148	59,34
CRE.SE 19A	Sb., Sénonien	TM	Fayence, La Bastide	945,4 - 168,6 (a)	97,4	25,8	3,78	284	-	350	216	-	-	-

(1) Cg. = Calcaire gréseux ; Cgl. = Conglomérat ; Gg. = Grès glauconieux ; Mg. = Marne sableuse et glauconieuse ; Sb. = Sable.

(2) SD = Séparation densimétrique ; TM = Tri manuel.

(3) a = Coordonnées Lambert ; b = Quadrillage UTM 31T et 32 T.

TABLEAU N° 35 (suite et fin).

CRE.SE 19B	Sb., Sénonien	TM	Fayence, La Bastide	945,4 - 168,6 (a)	47,4	24,4	1,94	260	-	350	127	-	74	63,18
CRE.SE 19C	Sb., Sénonien	TM	Fayence, La Bastide	945,4 - 168,6 (a)	145,5	29,9	4,87	290	-	360	339	-	222	60,43
CRE.SE 20	Sb., Coniacien	TM	Castellane, Brenon	938,3 - 171,4 (a)	89,3	55	1,62	271	-	351	215	-	145	59,72
CRE.SE 21	Cg., Turonien	TM	Fayence, La Bastide	945,6 - 168,9 (a)	69,3	28,8	2,41	290	-	352	145	-	146	49,83
CRE.SE 22A	Sb., Sénonien	TM	Fayence, La Bastide	945,6 - 168,7 (a)	66,6	24,4	2,73	288	-	350	145	-	121	54,51
CRE.SE 22B	Sb., Sénonien	TM	Fayence, La Bastide	945,6 - 168,7 (a)	62	24	2,58	271	-	350	150	-	98	60,48
CRE.SE 23	Sb., Coniacien	TM	Castellane, Brenon	938,3 - 171,3 (a)	93,4	29,8	3,13	282	-	354	200	-	175,5	53,26
CRE.SE 24	Cg., Turonien	TM	Fayence, Camp de Lebre	951,5 - 168,1 (a)	89,3	56	1,59	279	-	350	211	-	148	58,77
CRE.SE 25	Cg., Turonien	TM	Fayence, Comps-sur-Artuby	937,8 - 165,3 (a)	148,8	47,5	3,13	273	-	347	357	-	240	59,8
CRE.DI 5A	Gg., Albien	SD	Luc-en-Diois, La Bâtie-Crémezin	705,9 - 4940,9 (b)	35,4	14	2,53	267	318	344	76	78	74	50,67
CRE.DI 5B	Gg., Albien	SD	Luc-en-Diois, La Bâtie-Crémezin	705,9 - 4940,9 (b)	39,7	17,1	2,32	269	320	350	80	86	87	47,9
CRE.DI 6	Gg., Albien	SD	Luc-en-Diois, La Bâtie-Crémezin	705,8 - 4940,9 (b)	36	14,3	2,52	270	322	348	76	81	77	49,67
CRE.DI 7	Gg., Albien	SD	Luc-en-Diois, La Bâtie-Crémezin	705,8 - 4940,9 (b)	33,8	16,9	2	271	322	346	68	75	74	47,89
CRE.DI 8A	Gg., Albien	SD	Luc-en-Diois, La Bâtie-Crémezin	705,8 - 4940,8 (b)	36	16,7	2,16	269	318	348	80	79	75	51,61
CRE.DI 8B	Gg., Albien	SD	Luc-en-Diois, La Bâtie-Crémezin	705,8 - 4940,8 (b)	36,8	21	1,75	269	322	349	76	78	75	50,33
CRE.DEV 1A	Cg., Camp.-Maest.	SD	Gap, La Madeleine	879,4 - 256,0 (a)	90,5	37	2,45	268	-	361	172	-	228	43
CRE.DEV 1B	Cg., Camp.-Maest.	SD	Gap, La Madeleine	879,4 - 256,0 (a)	93,8	41,9	2,24	270	-	364	162	-	246	39,71
CRE.DEV 3A	Cg., Camp.-Maest.	SD	Gap, Le Petit Devès	883,7 - 257,8 (a)	99	33	3	277	-	364	132	-	351	27,33
CRE.DEV 3B	Cg., Camp.-Maest.	SD	Gap, Le Petit Devès	883,7 - 257,8 (a)	94,4	33,6	2,81	277	-	365	130	-	357	26,69
CRE.DEV 4A	Cg., Camp.-Maest.	SD	Gap, Le Petit Devès	883,7 - 257,8 (a)	79,5	31,9	2,49	274	-	363	114	-	243	31,93
CRE.DEV 4B	Cg., Camp.-Maest.	SD	Gap, Le Petit Devès	883,7 - 257,8 (a)	77	33,4	2,31	276	-	363	116	-	247	31,96
CRE.DEV 5A	Cg., Maestrichtien	SD	Mens, Montagne de Malemort	866,6 - 266,4 (a)	128,4	54,9	2,34	269	-	353	192	-	322	37,35
CRE.DEV 5B	Cg., Maestrichtien	SD	Mens, Montagne de Malemort	866,6 - 266,4 (a)	136,1	71,7	1,9	266	-	352	208	-	301	40,86
CRE.DEV 6	Cg., Maestrichtien	SD	Mens, Montagne de Malemort	866,6 - 266,4 (a)	96,8	45,1	2,15	274	-	359	132	-	269	32,92
CT 1	Gg., Albien	SD	Cluses, La Frasse	312,9 - 5101,6 (b)	33,7	18	1,87	265	329	357	62,5	67,5	72	46,47
MB 1	Cgl. infra-albien	SD	Mont-Blanc Lavachey-Evêque	345,9 - 5080,0 (b)	59,4	50,7	1,17	282	306	361	104	101	131	44,26
MB 2	Cgl. infra-albien	SD	Mont-Blanc Lavachey-Evêque	345,9 - 5080,0 (b)	42,1	31,6	1,33	278	-	364	50	-	128	28,09
MB 3	Sb., Albien	SD	Mont-Blanc Lavachey-Evêque	345,9 - 5080,0 (b)	92,3	89,7	1,03	283	-	361	119	-	230	34,1
MB 4	Sb., Albien	TM	Mont-Blanc Lavachey-Evêque	345,9 - 5080,0 (b)	147,2	85,2	1,73	288	-	373	364	-	576	38,72
MB 5	Cgl. infra-albien	SD	Mont-Blanc Lavachey-Evêque	345,9 - 5080,0 (b)	53,6	31,6	1,7	283	-	368	58	-	167	25,78

TABLEAU N° 36. - Thermoluminescence du quartz détritique (quartz "en grains") et endogène (éléments de roches éruptives) des principales formations synorogéniques crétacées et paléogènes du Subbriançonnais des Alpes maritimes, de l'Embrunais-Ubaye et de la Maurienne.

N°ECH.	MATERIEL,UNITE(1)	TRI(2)	FEUILLE1/50000;LIEU-DIT	XY (3, a/b)	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
IL 1	Cgl. (Mt.), Lt., Col de Tende	TM	-----, Tetti del Bandito	-----	62,5	21,5	2,91	267	-	365	124	-	136	47,69
ESB 60	Cgl. (Mt.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	198,9	30	6,63	259	-	367	268	-	583	31,49
ESB 60A	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	176,9	28,5	6,21	268	-	362	184	-	607	23,26
ESB 60B	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	145,4	18,9	7,69	266	-	364	160	-	461	25,76
ESB 60C	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	27,9	9,5	2,94	254	-	367	63	-	45	58,33
ESB 60D	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	327,2	34,5	9,48	267	-	367	439	-	1003	30,44
ESB 60E	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	285,8	30,3	9,43	260	-	363	319	-	934	25,46
ESB 60F	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	175,1	22,2	7,89	263	-	364	166	-	576	22,37
ESB 60G	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	140,2	27,2	5,15	264	-	364	145	-	424	25,48
ESB 60H	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	208,8	54,3	3,85	258	-	360	232	-	634	26,79
ESB 60I	Cgl. (Rh.), Lt., Col de Tende	TM	Viève, Col de Tende	1018,9 - 219,2 (a)	171	35,4	4,83	267	-	364	169	-	513	24,78
ESB 213	Fl., Néocrétacé-Eocène, Aisone	TM	-----, Aisone	-----	37,1	16,1	2,3	291	-	369	62	-	74	45,59
ESB 1	Cgl. (Rh.), Lt., Pelat, Tête Ronde	TM	Allos, Tête Ronde	947,8 - 225,9 (a)	339	40	8,48	276	-	366	360	-	1320	21,43
ESB 10	Grès, Pb., Lac d'Allos	TM	Allos, Cabane du Laus	948,6 - 225,2 (a)	78,7	27	2,91	264	-	360	107	-	203	34,52
ESB 11	Grès, Pb., Lac d'Allos	SD	Allos, Laus	948,4 - 224,8 (a)	61,9	27,2	2,28	275	-	361	106	-	125	45,89
ESB 12	Grès, Pb., Lac d'Allos	TM	Allos, Cabane du Laus	948,6 - 225,2 (a)	79,3	27,7	2,86	262	-	360	109	-	210	34,17
ESB 13	Cgl. (Mt.), Lt., Pelat, Tête Ronde	SD	Allos, Tête Ronde	948,3 - 225,7 (a)	153,6	45,7	3,36	281	-	367	210	-	465	31,11
ESB 14A	Cgl. (Rh.), Lt., Pelat, Tête Ronde	TM	Allos, Tnt. du Chadoulin	947,6 - 226,0 (a)	354	32,4	10,9	282	-	362	480	-	1300	26,97
ESB 14B	Cgl. (Rh.), Lt., Pelat, Tête Ronde	TM	Allos, Tnt. du Chadoulin	947,6 - 226,0 (a)	317	33	9,61	264	-	362	340	-	1300	20,73
ESB 15	Cgl. (Mt.), Lt., Pelat, Tête Ronde	TM	Allos, Tnt. du Chadoulin	947,6 - 226,0 (a)	126	45,2	2,79	282	-	362	165	-	414	28,5
ESB 16	Cgl. (Mt.), Lt., Pelat, Tête Ronde	TM	Allos, Tnt. du Chadoulin	947,6 - 226,0 (a)	156,6	40,3	3,89	281	-	364	207	-	543	27,6
ESB 18	Grès, Pb., Pelat, Cheval de Bois	SD	Barcelonnette, La Malune	940,7 - 234,9 (a)	81,5	37,8	2,16	273	-	366	113	-	247	31,39
ESB 19	Grès, Pb., Pelat, Cheval de Bois	SD	Barcelonnette, La Malune	940,7 - 234,9 (a)	75,5	36,4	2,07	274	-	366	101	-	234	30,15
ESB 28	Fl., Turonien-Paléocène, Pelat	SD	Barcelonnette, La Malune	940,6 - 234,7 (a)	61,1	32	1,91	286	-	361	77	-	203	27,5
ESB 30	Fl., Bart.-Priab., St.-Clément	SD	Embrun, Saint-Alban	934,4 - 267,9 (a)	33,5	22,2	1,51	276	-	365	35	-	100	25,93
ESB 31	Fl., Bart.-Priab., St. Clément	SD	Embrun, Saint-Alban	934,4 - 267,9 (a)	25,4	17,6	1,44	276	-	365	30	-	65	31,58

(1) Terminologie de M. LANTEAUME (1968) et Cl. KERCKHOVE (1969) ; Cgl. = Conglomérat (Mt. = Matrice, Rh. = Rhyolite), Fl. = Flysch ; Lt. = Lutétien, Pb. = Priabonien.
(2) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.
(3) a = Coordonnées Lambert ; b = Quadrillage UTM 32 T).

TABLEAU N° 36 (suite et fin).

ESB 32	Olistostrome, Pb., Trois Evêchés	SD	Barcelonnette, Col d'Allos	939,1 - 231,1 (a)	48,6	26	1,87	271	-	363	70	-	134	34,31
ESB 33	Olistostrome, Pb., Trois Evêchés	SD	Barcelonnette, Col d'Allos	939,2 - 231,0 (a)	30,9	12,8	2,41	266	314	360	52	50	60	46,43
ESB 34	Fl., Pb., Trois Evêchés	SD	Barcelonnette, Col d'Allos	939,6 - 230,8 (a)	23,7	12,6	1,88	271	314	363	43	40	48	47,25
ESB 35	Fl., Pb., Trois Evêchés	SD	Barcelonnette, Col d'Allos	939,6 - 230,8 (a)	39,3	20,5	1,92	266	316	357	72	62	76	48,65
ESB 36	Fl., Pb., Trois Evêchés	SD	Barcelonnette, Col d'Allos	939,7 - 231,1 (a)	77	33,9	2,27	271	-	361	107	-	226	32,13
ESB 37	Fl., Pb., Trois Evêchés	SD	Barcelonnette, Col d'Allos	939,6 - 231,6 (a)	57,6	29,5	1,95	273	-	363	87	-	167	34,25
ESB 47	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	439,5	55,5	7,92	284	-	365	532,5	-	1725	23,59
ESB 48A	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	403,5	71,6	5,64	287	-	363	435	-	1650	20,86
ESB 48B	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	508,5	60,8	8,36	279	-	365	480	-	2085	18,71
ESB 48C	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	606	76,5	7,92	289	-	365	712,5	-	2280	23,81
ESB 50	Cgl. (Mt.), Lt., La Martinasse	SD	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	103,1	30,5	3,38	295	-	369	147	-	284	34,11
ESB 51	Cgl. (Mt.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	304,5	112,8	2,7	294	-	366	337,5	-	1132,5	22,96
ESB 52A	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	486	66,9	7,26	290	-	367	600	-	2025	22,86
ESB 52B	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	456	65,4	6,97	297	-	365	607,5	-	1770	25,55
ESB 52C	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	555	71,9	7,72	296	-	365	667,5	-	2265	22,76
ESB 52D	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	382,5	55,2	6,93	290	-	367	472,5	-	1485	24,14
ESB 52E	Cgl. (Rh.), Lt., La Martinasse	TM	Chorges, La Gardette	286,5 - 4941,1 (b)	510	69,2	7,37	292	-	365	630	-	1995	24
ESB 56	Fl., Lt.-Pb., Lauzet - Roche Olvéra	SD	La Grave, Galibier	296,1 - 4994,0 (b)	84,8	30,5	2,78	269	-	366	101	-	290,5	25,8

TABLEAU N° 37. - Thermoluminescence du quartz détritique (quartz "en grains") et endogène (éléments de roches éruptives) des flyschs et conglomérats paléogènes de quelques unités allochtones préalpines du synclinal de Thônes.

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY UTM 32 T	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
UN 1	Fl., Nantbellet	SD	Annecy-Ugine, Le Villard	293,3 - 5074,8	39,6	18,5	2,14	268	313	355	-	78,5	71,5	80,5	-	49,37
UN 2	Fl., Nantbellet	SD	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,8 - 5074,7	50,9	30,3	1,68	268	325	355	-	87,5	91	105	-	45,45
UB 1	Cgl., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	100,1	44,6	2,24	267	-	360	-	120	-	326	-	26,91
UB 3	Gr., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	63,5	32,1	1,98	253	-	366	403	128	-	111	54	53,56
UB 5A	Mg., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	360	138,6	2,6	258	-	365	-	240	-	1545	-	13,45
UB 5B	Mg., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	72	46,5	1,55	259	298	364	-	98	122	165	-	37,26
UB 5C	Dq., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	15	18,3	0,82	263	-	363	-	33	-	26	-	55,93
UB 6A	Gr., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	81,8	34,2	2,39	254	-	364	413	147	-	168	39	46,67
UB 6B	Gr., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	77	40,7	1,89	254	-	364	413	129	-	185	47	41,08
UB 6C	Dq., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	21,6	20,9	1,03	261	-	366	-	32	-	55	-	36,78
UB 6D	Gr., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	170,3	56,3	3,02	257	-	365	-	173	-	626	-	21,65
UB 7A	Gr., Bouchet	TM	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	95,9	46,2	2,08	256	-	366	415	173	-	207	54	45,53
UB 8	Mgr., Bouchet	SD	Annecy-Ugine, Le Bouchet	294,9 - 5074,8	84,7	27,4	3,09	255	-	378	-	61	-	257	-	19,18

(1) Cgl. = Conglomérat ; Dq. = Dragée de quartz ; Fl. = Flysch ; Gr. = Granite ; Mg. = Migmatite ; Mgr. = Microgranite.

(2) SD = Séparation densimétrique ; TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 38. - Thermoluminescence du quartz de quelques complexes éruptifs et de formations détritiques carbonifères, permienes, triasiques et paléogènes de la zone briançonnaise.

N°ECH.	UNITE, MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY (3, a/b)	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
IL 26	Gr., Calizzano - Savona	TM	-----, Massif de Savona	-----	13	9,4	1,38	273	319	351	23	31,5	22	51,11
IL 27	Gr., Calizzano - Savona	TM	-----, Massif de Savona	-----	15,4	12,2	1,26	265	314	345	24,5	31,5	26	48,51
RB 20	Porphyroïde, Besimauda	TM	Viève, T. Colla	1017,8 - 231,2 (a)	21	8	2,63	268	-	364	44	-	35	55,7
RB 21	Porphyroïde, Besimauda	TM	Viève, T. Colla	1017,8 - 231,2 (a)	13,5	5,3	2,55	265	-	365	31	-	24	56,36
RB 23	Porphyroïde, Besimauda	TM	Viève, T. Colla	1017,8 - 231,2 (a)	182,3	20,4	8,94	280	-	358	279	-	450	38,27
RB 24	Porphyroïde, Besimauda	TM	Viève, T. Colla	1017,8 - 231,2 (a)	167,4	15	11,2	285	-	363	241	-	439	35,44
RB 25	Porphyroïde, Besimauda	TM	Viève, T. Colla	1017,8 - 231,2 (a)	37,2	10,7	3,48	270	-	364	61	-	83	42,36
IL 20	Cgl., Mallare	TM	-----, Calizzano - Murialdo	-----	16,3	10,9	1,5	272	337	365	23	50,5	31,5	42,2
HB 1A	Arkose, Champcella	TM	Guillestre, L'Eyssailon	305,7 - 4962,4 (b)	6,5	6,7	0,97	286	-	361	8	-	13	38,1
HB 2A	Arkose, Champcella	TM	Guillestre, L'Eyssailon	305,7 - 4962,4 (b)	4,3	10	0,43	282	-	361	5	-	10	33,33
HB 3	Cgl., Zone houillère	TM	Briançon, Tnt. du Fossa	311,1 - 4973,0 (b)	4,4	7,5	0,59	280	-	371	5,5	-	11,5	32,35
HB 4	Cgl., Zone houillère	TM	Briançon, Tnt. du Fossa	311,1 - 4973,0 (b)	6,9	9,5	0,73	285	-	372	6	-	16	27,27
HB 5A	Cgl., Zone houillère	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Télégraphe	300,2 - 5007,9 (b)	6,2	8,9	0,7	281	-	353	10	-	12	45,45
HB 6	Arkose, Zone houillère	TM	St.-Jean-de-Maurienne, Télégraphe	299,9 - 5007,8 (b)	3,7	6,8	0,54	276	-	353	3,5	-	8	30,43
HB 10	Arkose, Zone houillère	SD	Mont-Blanc, Chabodey	349,1 - 5067,3 (b)	11,6	35,7	0,32	246	-	351	29,5	-	10,5	73,75
HB 11	Quartzite, Zone houillère	SD	Mont-Blanc, Tnt. Echarlod	351,2 - 5068,2 (b)	11,2	14	0,8	269	339	364	18,5	27,5	19	49,33
HB 12	Cgl., Zone houillère	TM	Mont-Blanc, Tnt. Echarlod	351,2 - 5068,2 (b)	14,3	16,1	0,89	265	348	377	21	40,5	24	46,67
IL 4	Quartzite, Marguareis	TM	Viève, Punta Mirauda	1021,8 - 226,9 (a)	33,3	28,3	1,18	260	327	360	68	50,5	42	61,82
IL 5	Cgl., Besimauda	TM	Viève, Punta Mirauda	1021,7 - 227,1 (a)	117	16,6	7,05	277	-	352	211	-	290	42,12
IL 6	Quartzite, Marguareis	TM	Viève, Punta Mirauda	1021,4 - 226,5 (a)	18,1	10,9	1,66	271	332	369	39,5	34	24,5	61,72
IL 8	Cgl., Besimauda	TM	Viève, Punta Mirauda	1021,7 - 227,1 (a)	465,1	44,9	10,4	288	-	353	952	-	1224	43,75
RB 1	Cgl., Champcella	TM	Guillestre, L'Eyssailon	305,5 - 4962,4 (b)	9,9	12,2	0,81	275	339	-	18,5	15	-	####
RB 2	Cgl., Champcella	TM	Guillestre, L'Eyssailon	305,5 - 4962,4 (b)	9,1	8,4	1,08	279	-	360	13,5	-	20	40,3
RB 4	Cgl., Crête du Galibier	TM	La Grave, Galibier	296,0 - 4992,5 (b)	168,5	21,1	7,99	277	-	367	72	-	189	27,59
RB 5	Cgl., Crête du Galibier	TM	La Grave, Les Mottets	299,7 - 4995,7 (b)	38,6	26,9	1,43	270	-	360	62,5	-	88,5	41,39
RB 6	Cgl., Crête du Galibier	TM	La Grave, Les Mottets	299,7 - 4995,6 (b)	16	19,3	0,83	266	322	-	26	36	-	####
RB 14	Cgl., Champcella	TM	Guillestre, Guil	316,3 - 4949,2 (b)	37,6	15,5	2,43	270	-	363	62	-	114	35,23

(1) Cgl. = Conglomérat ; Gr. = Granite.

(2) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique.

(3) a = Coordonnées Lambert ; b = Quadrillage UTM 32 T.

(4) PAL. = Paléogène.

TABLEAU N° 38 (suite et fin).

TB 1A	Quartzite, Champcella	TM	Guillestre, L'Eyssailon	305,6 - 4962,3 (b)	26,8	38	0,71	281	-	366	32,5	-	53	38,01
TB 1B	Quartzite, Champcella	TM	Guillestre, L'Eyssailon	305,6 - 4962,3 (b)	25,3	49,2	0,51	276	-	365	37	-	53	41,11
TB 2A	Quartzite, Champcella	TM	Guillestre, L'Eyssailon	305,6 - 4962,3 (b)	27,5	12,7	2,17	287	326	372	14,5	15	13	52,73
TB 2B	Quartzite, Champcella	TM	Guillestre, L'Eyssailon	305,6 - 4962,3 (b)	10,6	15	0,71	278	-	357	17	-	22	43,59
TB 5	Quartzite, Champcella	SD	Guillestre, Guil	316,5 - 4949,5 (b)	51,6	13,8	3,74	265	-	362	86	-	139	38,22
TB 6	Quartzite, Champcella	SD	Guillestre, Guil	316,5 - 4949,5 (b)	84,1	20	4,21	262	-	360	143,5	-	222	39,26
IL 15	Flysch, Rocca Barbona	SD	Tende, Rocca Barbona	1032,3 - 208,2 (a)	81,9	31,7	2,58	277	-	368	123,5	-	190,5	39,33
FB 2A	Flysch, Peyre-Haute	SD	Guillestre, Guillestre	312,6 - 4948,0 (b)	11,2	11,3	0,99	269	-	369	27	-	37	42,19
FB 2B	Flysch, Peyre-Haute	SD	Guillestre, Guillestre	312,6 - 4948,0 (b)	11,9	11,9	1	273	-	372	18	-	22	45

- 320 -

TABLEAU N° 39. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des flyschs allochtones d'âge Crétacé supérieur des Alpes Maritimes franco-italiennes (Flyschs à Helminthoïdes, faciès gréseux et élément de roche endogène).

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000;LIEU-DIT	XYLAMBERT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
FH 12	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Tende, Von. de Touane	1028,2 - 212,4	29	18,5	1,57	269	-	361	-	35,5	-	61	-	36,79
FH 12A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Tende, Von. de Touane	1028,2 - 212,4	28,2	13,8	2,04	274	-	360	-	31,8	-	71,8	-	30,69
FH 13	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Viève, Mont Bertrand	1027,4 - 215,3	58,5	18,3	3,2	272	-	363	-	85	-	125	-	40,48
FH 13A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Viève, Mont Bertrand	1027,4 - 215,3	46,2	14,7	3,14	270	-	358	-	64,5	-	101	-	38,97
FH 13 B	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Viève, Mont Bertrand	1027,4 - 215,3	39	12	3,25	268	-	359	-	52	-	90	-	36,62
FH 14	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Tende, Von. de Cravirole	1029,3 - 211,9	34,5	15,7	2,2	276	-	360	-	40,5	-	72,5	-	35,84
FH 14A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Tende, Von. de Cravirole	1029,3 - 211,9	31,5	14,7	2,14	265	-	360	-	32	-	63,5	-	33,51
FH 15A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Viève, Cime Missoun	1028,8 - 214,0	45,5	19,8	2,3	273	-	363	-	66	-	98	-	40,24
FH 15B	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Viève, Cime Missoun	1028,8 - 214,0	41,8	18,5	2,26	275	-	365	-	57	-	86	-	39,86
FH 31	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Tende, Glori	1041,2 - 197,7	56	24,1	2,32	272	-	362	-	69	-	134	-	33,99
FH 31A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Tende, Glori	1041,1 - 197,5	57,5	26,1	2,2	271	-	362	-	68	-	137	-	33,17
FH 31B	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	Tende, Glori	1041,1 - 197,1	51,9	20,5	2,53	271	-	360	-	70	-	133	-	34,48
FH 36	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, Monte Colma	1039,1 - 187,4	58,8	34,3	1,71	269	-	361	-	71	-	136	-	34,3
FH 36A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, Monte Colma	1039,1 - 187,4	64,7	34,5	1,88	274	-	362	-	79	-	156	-	33,62
FH 37	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, Pso. Ghimbegna	1033,1 - 191,9	66,2	34	1,95	269	-	360	-	88	-	125	-	41,31
FH 37A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, Pso. Ghimbegna	1033,1 - 191,9	69,7	34,5	2,02	275	-	364	-	92	-	139	-	39,83
FH 38	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, Monte Bignone	1033,0 - 188,5	83	43,7	1,9	270	-	362	-	121	-	167	-	42,01
FH 38A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, Monte Bignone	1033,0 - 188,5	78,5	41,8	1,88	268	-	361	-	110	-	158	-	41,04
FH 38B	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, San Romolo	1032,5 - 187,1	77,2	38,6	2	273	-	370	-	115	-	150	-	43,4
FH 38C	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, San Romolo	1032,5 - 187,1	70,1	36,9	1,9	274	-	370	-	87	-	153	-	36,25
FH 38D	Gr., S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, San Romolo	1032,5 - 187,1	101,1	107,4	0,94	262	-	368	-	35	-	87	-	28,69
FH 40	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, R. Gozzo	1032,7 - 184,5	38,4	32,2	1,19	272	-	365	-	44	-	92	-	32,35
FH 40A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, R. Gozzo	1032,7 - 184,5	36,6	28,2	1,3	269	-	362	-	42	-	93	-	31,11
FH 41	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, Arziglia	1030,0 - 179,1	50,2	48	1,05	274	-	365	-	84	-	85	-	49,7
FH 41A	Grès, S. Remo-Saccarel	TM	San Remo, Arziglia	1030,0 - 179,1	36,9	27,8	1,33	279	-	367	-	61	-	84	-	42,07

(1) Grès et granite (Gr.) de l'unité San Remo-Mont Saccarel.

(2) TM = Tri manuel.

- 321 -

TABLEAU N° 40. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des flyschs allochtones d'âge Crétacé supérieur de l'Embrunais-Ubaye (Flyschs à Helminthoïdes, faciès gréseux du Parpaillon et de l'Autapie.

N°ECH.	MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE 1/50000; LIEU-DIT	XY (3, a/b)	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
FH 1	Grès, Autapie	SD	Allos, L'Autapie	940,5 - 221,0 (a)	71,5	25,4	2,81	271	-	365	-	109	-	201	-	35,16
FH 20	Grès, Parpaillon	TM	Embrun, Pic Saint André	940,2 - 260,9 (a)	44,1	40,5	1,09	265	-	356	-	66	-	84	-	44
FH 21	Grès, Parpaillon	TM	Embrun, Pic Saint André	939,6 - 261,1 (a)	93,5	38,6	2,42	271	-	360	-	128	-	185	-	40,89
FH 22	Grès, Parpaillon	TM	Embrun, Pic Saint André	939,6 - 261,1 (a)	63,7	42,7	1,49	266	-	358	-	102	-	127	-	44,54
FH 60A	Grès, Parpaillon	TM	Orcières, La Cabane	294,2 - 4948,8 (b)	39	24,5	1,59	279	-	368	-	54	-	98	-	35,53
FH 61	Grès, Parpaillon	TM	Orcières, La Cabane	294,7 - 4949,0 (b)	65,5	26	2,52	279	-	365	-	101	-	178	-	36,2
FH 62	Grès, Parpaillon	TM	Orcières, La Cabane	294,6 - 4949,0 (b)	22,3	14,2	1,57	275	-	367	-	31	-	61	-	33,7
FH 65	Grès, Parpaillon	TM	Chorges, Rav. de Coméans	288,5 - 4944,7 (b)	63	24,4	2,58	285	-	369	-	89	-	157	-	36,18
FH 66	Grès, Parpaillon	TM	Chorges, Rav. de Coméans	288,5 - 4944,7 (b)	74,8	27,8	2,69	279	-	367	-	106	-	196	-	35,1
FH 67	Grès, Parpaillon	TM	Chorges, C. de Malamorte	287,6 - 4945,4 (b)	92	30	3,07	276	-	365	-	128	-	227	-	36,06
FH 68A	Grès, Parpaillon	TM	Guillestre, Cne. des Ardoisières	301,2 - 4946,6 (b)	64	25,9	2,47	284	-	370	-	91	-	170	-	34,87
FH 69A	Grès, Parpaillon	TM	Guillestre, Cne. des Ardoisières	301,2 - 4946,6 (b)	55,7	19	2,93	279	-	364	-	75	-	139	-	35,05
FH 70	Grès, Parpaillon	TM	Guillestre, Cne. des Ardoisières	301,3 - 4946,5 (b)	58	25	2,32	283	-	370	-	76	-	175	-	30,28
FH 71	Grès, Parpaillon	TM	Guillestre, Cne. des Ardoisières	301,4 - 4946,5 (b)	32	12,2	2,62	279	-	365	-	45	-	78	-	36,59
FH 72	Grès, Parpaillon	TM	Guillestre, Cne. des Ardoisières	301,4 - 4946,5 (b)	27,7	9	3,08	281	-	365	-	35	-	66	-	34,65
FH 73	Grès, Parpaillon	TM	Guillestre, Le Penous	309,3 - 4947,5 (b)	23	12,6	1,83	273	-	364	-	38	-	63	-	37,62
FH 74	Grès, Parpaillon	TM	Guillestre, La Bourgea	308,8 - 4949,8 (b)	62,2	24,9	2,5	278	-	367	-	100	-	161	-	38,31
FH 75	Grès, Autapie	SD	Barcelonnette, Col d'Allos	938,8 - 231,3 (a)	65,8	34,5	1,91	265	-	359	-	107	-	164,5	-	39,41
FH 76	Grès, Autapie	SD	Barcelonnette, Col d'Allos	940,1 - 233,6 (a)	70,5	34,5	2,04	270	-	363	-	116	-	181	-	39,06
FH 77	Grès, Autapie	SD	Barcelonnette, Le Martinet	930,3 - 241,1 (a)	32,5	20,8	1,56	270	-	364	-	54,5	-	72,5	-	42,91
FH 78A	Grès, Autapie	SD	Seyne, Champjallet	927,3 - 243,0 (a)	65,9	36,2	1,82	266	-	364	-	81,5	-	225	-	26,59
FH 78B	Grès, Autapie	SD	Seyne, Champjallet	927,3 - 243,0 (a)	34,5	21,4	1,61	268	-	368	-	50	-	102,5	-	32,79
FH 80	Grès, Autapie	SD	Chorges, Col de Moissière	279,9 - 4942,2 (b)	34,1	21,2	1,61	276	-	365	-	62	-	78,5	-	44,13
FH 81	Grès, Parpaillon	TM	Chorges, Pousterle-Gardette	286,4 - 4942,6 (b)	90	33,9	2,65	268	-	357	-	114	-	237	-	32,48
FH 82	Mcgl., Parpaillon	TM	Embrun, La Mazelière	934,2 - 249,2 (a)	57,3	19,2	2,98	268	-	356	-	81	-	147	-	35,53
FH 83	Mcgl., Parpaillon	TM	Embrun, La Mazelière	934,2 - 249,2 (a)	105,5	29,1	3,63	266	-	360	-	142,5	-	270	-	34,55
FH 84	Mcgl., Parpaillon	TM	Embrun, La Mazelière	934,2 - 249,2 (a)	109,4	36,5	3	260	-	363	-	159	-	277,5	-	36,43

(1) Grès et microconglomérat (Mcgl.) des nappes du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon et de l'Autapie.

(2) SD = Séparation densimétrique ; TM = Tri manuel.

(3) a = Coordonnées Lambert ; b = Quadrillage UTM 32 T.

TABLEAU N° 41. - Thermoluminescence du quartz "en grains" des flyschs crétacés et paléogènes de quelques unités allochtones des Préalpes.

N°ECH.	UNITE, MATERIEL(1)	TRI(2)	FEUILLE (3a/b/c); LIEU-DIT	XY (4 a/b)	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
GUH 1A	Fl., "Ultrahelvétique"	TM	Cluses (b), Rau. des Rots	316,4 - 5102,3 (b)	122,4	59	2,07	277	-	362	134,5	-	391,5	25,57
GUH 1B	Fl., "Ultrahelvétique"	TM	Cluses (b), Rau. des Rots	316,4 - 5102,3 (b)	89,5	65	1,38	278	-	360	102	-	230	30,72
GUH 2A	Fl., "Ultrahelvétique"	SD	Cluses (b), Rau. des Rots	316,6 - 5102,3 (b)	102	41,5	2,46	264	-	362	139,5	-	298,5	31,85
GUH 2B	Fl., "Ultrahelvétique"	SD	Cluses (b), Rau. des Rots	316,6 - 5102,3 (b)	100	40,3	2,48	265	-	360	139,5	-	292,5	32,29
GUH 3	Grès de Samoëns, Wfl.	TM	Cluses (b), Dérochoir	325,7 - 5093,1 (b)	63,6	31,8	2	261	-	362	91	-	138,5	39,65
GUH 4	Fl., "Ultrahelvétique"	SD	Cluses (b), Rau. des Rots	316,4 - 5102,3 (b)	77	33,5	2,3	265	-	361	106	-	219,5	32,57
GUH 15	Grès de Samoëns, Wfl.	TM	Cluses (b), Dérochoir	325,7 - 5093,1 (b)	81,1	34,4	2,36	261	-	360	109	-	202,5	34,99
GUH 33A	Fl., "Ultrahelvétique"	SD	Cluses (b), Grands Vans	322,8 - 5098,9 (b)	83,8	40	2,1	260	-	361	123	-	208,5	37,1
GUH 33B	Fl., "Ultrahelvétique"	SD	Cluses (b), Grands Vans	322,8 - 5098,9 (b)	66	36,3	1,82	261	-	359	74	-	122	37,76
GUH 34	Fl., "Ultrahelvétique"	TM	Cluses (b), Grands Vans	322,8 - 5098,9 (b)	124	45,8	2,71	261	-	360	121,5	-	409,5	22,88
GUH 38	Quartzite, Wfl.	SD	Cluses (b), Pte. de la Corne	321,2 - 5100,6 (b)	75,9	36,9	2,06	262	-	363	108,5	-	220	33,03
FG 1	Fl., Gets	SD	Samoëns-P. de Morgins (b), Les Bounaz	317,6 - 5110,9 (b)	16,1	11,9	1,35	260	-	363	50,5	-	28	64,33
FG 2	Fl., Gets	SD	Samoëns-P. de Morgins (b), La M. Rousse	318,2 - 5110,3 (b)	18,5	11,3	1,64	264	-	359	29,5	-	56	34,5
EP 1	Grès, Voirons	TM	Annemasse (b), Buisson Rond	910,1 - 138,3 (a)	87,9	44,2	1,99	273	-	362	147	-	227	39,3
EP 2	Grès, Voirons	TM	Annemasse (b), Buisson Rond	910,0 - 138,4 (a)	96,8	52,8	1,83	271	-	360	164,5	-	231	41,59
EP 3	Grès, Voirons	TM	Annemasse (b), près Rau. de Molerte	910,4 - 139,8 (a)	107,7	38,1	2,83	271	-	361	166	-	284	36,89
JSS 35	Fl., Gurnigel	TM	Gantrisch (a), Stäckhüttenwald	-----	47,4	41,5	1,14	277	309	362	143,5	139	91,5	61,06
WI 40	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	160	45	3,56	270	-	364	178,5	-	609	22,67
WI 51	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	105,3	47	2,24	277	-	365	76	-	470	13,92
WI 69	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	139	51	2,73	273	-	364	150	-	522	22,32
WI 85	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	125,5	40,3	3,11	263	-	362	198	-	361	35,42
WI 97	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	93,8	44,8	2,09	268	-	362	106	-	354	23,04
WI 108	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	109,2	42,3	2,58	275	-	366	95,5	-	448	17,57
WI 129	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	113,5	40,3	2,82	273	-	365	87	-	470	15,62
WI 170	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	105,3	40,3	2,61	275	-	366	87	-	465,5	15,75
WI 190	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	156	40,6	3,84	268	-	365	174	-	561	23,67
WI 201	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	144,5	47,5	3,04	276	-	365	135	-	570	19,15
WI 247	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	110,1	40,3	2,73	275	-	367	106,5	-	439,5	19,51
WI 265	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	139	40,6	3,42	267	-	362	145,5	-	496	22,68
WI 406	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	148,3	49	3,03	264	-	362	139	-	592	19,02
WI 469	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	121,4	37,8	3,21	269	-	365	109	-	489,5	18,21
WI 679	Schlieren-Flysch	TM	Brünigpass, 37 (c)	-----	162,3	40,2	4,04	275	-	366	191	-	574	24,97

(1) Fl. = Flysch ; Wfl. = Wildflysch. (2) TM = Tri manuel ; SD = Séparation densimétrique. (3) Échelle de la feuille : a = 1/10.000 ; b = 1/50.000 ; c = 1/100.000. (4) a = Coordonnées Lambert ; b = Quadrillage UTM 32 T.

TABLEAU N° 42. - Thermoluminescence du quartz détritique (quartz "en grains") et éruptif (éléments de roches endogènes) de quelques unités ligures et toscanes de l'Apennin septentrional (Italie).

N°ECH.	MATERIEL,UNITE(1)	TRI(2)	LOCALISATION	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
IAP 4	Sch., Paléocène, Bracco	SD	Il Cerro	5,8	6,3	0,92	273	-	375	8	-	10	44,44
IAP 7A	Grès, Sénonien (?) - Paléocène, Gottero	TM	Sestri Levante	58,2	20,6	2,83	275	-	360	52	-	182	22,22
IAP 7B	Grès, Sénonien (?) - Paléocène, Gottero	TM	Sestri Levante	93	25,3	3,68	275	-	361	81	-	291	21,77
IAP 12	Mls., Sénonien (?) - Paléocène, Gottero	TM	Brugnato-Rocchetta	87,7	38,8	2,26	282	-	368	106	-	247	30,03
IAP 13	Mls., Sénonien (?) - Paléocène, Gottero	TM	Brugnato-Rocchetta	135	47,3	2,85	280	-	368	122	-	450	21,33
IAP 14	Mls., Sénonien (?) - Paléocène, Gottero	TM	Brugnato-Rocchetta	85,2	37,8	2,25	277	-	370	81	-	288	21,95
IAP 15A	Gr., CB. Maestrichtien, Mte. Caio	TM	Casoni-LaGuzza	53	29	1,83	276	-	367	90	-	122	42,45
IAP 15B	Gr., CB. Maestrichtien, Mte. Caio	TM	Casoni-LaGuzza	127,2	67,7	1,88	263	-	368	96	-	396	19,51
IAP 15C	Gr., CB. Maestrichtien, Mte. Caio	TM	Casoni-LaGuzza	150	87	1,72	256	-	368	81	-	450	15,25
IAP 15D	Gr., CB. Maestrichtien, Mte. Caio	TM	Casoni-LaGuzza	23,1	25	0,92	293	-	377	41	-	42	49,4
IAP 15E	Gr., CB. Maestrichtien, Mte. Caio	TM	Casoni-LaGuzza	58	39,5	1,47	274	-	371	72	-	167	30,13
IAP 15F	Gr., CB. Maestrichtien, Mte. Caio	TM	Casoni-LaGuzza	41,6	25,8	1,61	272	-	370	60	-	110	35,29
IAP 16	Mcgl., CB. Maestrichtien, Mte. Caio	TM	Casoni-LaGuzza	49,2	23,2	2,12	277	-	370	90	-	113	44,33
IAP 17	Mcgl., CB. Maestrichtien, Mte. Caio	TM	Casoni-LaGuzza	40,6	26,5	1,53	270	-	369	67	-	99	40,36
IAP 18	Grès, Paléocène-Eocène, Canetolo	SD	Casoni	19	11	1,73	271	-	347	38	-	35	52,05
IAP 19	Grès, Sénonien (?) - Paléocène, Gottero	TM	Pso. del Bocco-S. Maria	62,6	30,3	2,07	282	-	367	83	-	150	35,62
IAP 21	Macigno, Oligocène-Miocène, Toscane	TM	Mte. Zuccone	34	30,2	1,13	270	-	367	48	-	83	36,64
IAP 22A	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	16,7	15,2	1,1	268	-	370	40	-	25	61,54
IAP 22B	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	51,4	35	1,47	267	-	372	74	-	135	35,41
IAP 22C	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	18,8	15	1,25	275	-	366	43	-	27	61,43
IAP 22D	Mgr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	75	39,9	1,88	275	-	367	130	-	157	45,3
IAP 22E	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	51,4	31,8	1,62	269	-	372	63	-	159	28,38
IAP 22F	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	42,2	25	1,69	268	-	372	64	-	104	38,1
IAP 22G	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	49,6	36,5	1,36	293	-	351	90	-	86	51,14
IAP 22H	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	27,4	23,3	1,18	265	-	366	38	-	76	33,33
IAP 22I	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	83,4	52,7	1,58	264	-	368	75	-	258	22,52

(1) Granite (Gr.), Grès, Flysch (Fl.), Macigno, Microconglomérat (Mcgl.), Microgranite (Mgr.), Molasse (Mls.), Schiste (Sch.).
(2) SD = Séparation densimétrique ; TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 42 (suite et fin).

IAP 23	Grès, CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	21,2	22,6	0,94	271	-	370	30	-	53	36,14
IAP 23A	Gr., CB/FH. Cénom.-Turonien, Mte. Cassio	TM	Salti del Diavolo	55	29	1,9	268	-	372	78	-	147	34,67
IAP 25	Grès Petriagnicola, Eocène-Langhien, Canetolo	SD	T. Aveto	11,3	9,8	1,15	274	-	343	19,5	-	19	50,65
IAP 27	Grès Petriagnicola, Eocène-Langhien, Canetolo	TM	T. Aveto	7,3	9,5	0,77	275	-	351	13	-	14	48,15
IAP 28A	Grès Petriagnicola, Eocène-Langhien, Canetolo	TM	T. Aveto	11	11,2	0,98	265	-	356	17	-	21	44,74
IAP 28B	Grès Petriagnicola, Eocène-Langhien, Canetolo	TM	T. Aveto	8,3	6,8	1,22	264	334	-	15	14	-	####
IL 32	Fl., Albien, Busalla	SD	F. Scrivia, Vilavecchia	12	12,6	0,95	268	317	363	20,5	20	-	####
IL 33	Fl., Sénonien, Antola	SD	F. Scrivia, Vilavecchia	4,4	7,6	0,58	283	327	382	6	8	-	####

TABLEAU N° 43. - Thermoluminescence du quartz de quelques granitoïdes de Corse.

N°ECH.	MATERIEL(1)	CYCLE,ASSOCIATION(1)	TRI(2)	LIEU-DIT	In	Ia	In/Ia	T1	T2	T3	H1	H2	H3	R 1-3
FC 3	Gr. à biotite	Alcalin	TM	Porto, Calanche de Piana	100,3	41,4	2,42	286	-	361	120	-	221	35,19
FC 6	Gr. mylonitisé	(Corse alpine)	TM	Macinaggio, Buccino	16,5	12,1	1,36	266	-	360	41	-	25	62,12
FC 21A	Gr. à lépidomélane	Calco-alkaline	TM	Ponte Rosso, R. Tartagine	13,2	17,4	0,76	287	-	355	20	-	29	40,82
FC 24	Gr. porphyroïde monzonitique	Subalkaline potassique	TM	Calvi, port	39,3	23,9	1,64	297	-	372	54	-	102	34,62
FC 25	Syénogranite leucocrate	Subalkaline potassique	TM	Porto Agro	39,7	21,6	1,84	298	-	357	65	-	94	40,88
FC 26	Granodiorite	Subalkaline potassique	TM	Capo a u Cavallo	35,1	32,7	1,07	301	-	373	75	-	52	59,06
FC 28	Granodiorite	Subalkaline potassique	TM	Capo Cavallo, Tr. Mozza	41,1	25	1,64	288	-	376	54	-	92	36,99
FC 30	Gr. monzonitique	Subalkaline potassique	TM	Marignana-Chidazzo	42,8	22,5	1,9	300	-	368	89	-	75	54,27
FC 31	Gr. perthitique à riébeckite	Alcalin	TM	Evisa - S.-Cipriano	16,3	11,2	1,46	276	-	346	21	-	42	33,33
FC 31A	Aplopegmatite	Alcalin	TM	Evisa - S.-Cipriano	25,6	7,7	3,32	277	-	368	35	-	62	36,08
FC 32	Gr. monzonitique	Subalkaline potassique	TM	Evisa	36	17,5	2,06	291	-	350	63	-	85	42,57
FC 33	Gr. hypersolvus à riébeckite	Alcalin	TM	Evisa, Bocca di Salto	32	11,7	2,74	284	-	350	54	-	64	45,76
FC 36	Granodiorite	Calco-alkaline	TM	Col de Vergio	62,5	20,3	3,08	286	-	370	109	-	165	39,78
FC 37	Granodiorite	Calco-alkaline	TM	Col de Vergio	38,9	16,2	2,4	284	-	366	86	-	69	55,48
FC 38	Gr. perthitique à hastingsite	Alcalin	TM	Calasima	48,3	16	3,02	277	-	371	85	-	123	40,87
FC 45	Granodiorite mylonitisée	(Corse alpine)	TM	Corte - Valletto	27,2	26,2	1,04	274	-	346	18	-	70	20,45
FC 60	Gr. porphyroïde monzonitique	Subalkaline potassique	TM	L'Ile Rousse	96	18,7	5,13	305	-	353	191	-	244	43,91
FC 61	Gr. du Tenda	(Corse alpine)	TM	Rosaiola - Baccialu	16,6	16,2	1,02	-	-	350	-	-	38	#####
FC 63	Orthogneiss	(Corse alpine)	TM	Poggio d'Oletta	4,3	7,8	0,55	269	-	354	3	-	11	21,43
FC 64	Gr. porphyroïde monzonitique	Subalkaline potassique	TM	Lumio	46,1	27,5	1,68	301	328	370	95	93	90	51,35
FC 65	Gr. porphyroïde monzonitique	Subalkaline potassique	TM	Calenzana - Moncale	28,1	24	1,17	289	-	366	43	-	73	37,07
FC 66	Gr. porphyroïde monzonitique	Subalkaline potassique	TM	Lumio - Algajola	37,7	23	1,64	296	317	366	78	76	70	52,7
FC 67	Microgranite porphyroïde	Subalkaline potassique	TM	l'Argentella	239,4	47	5,09	291	-	374	279	-	729	27,68
FC 83	Gr. porphyroïde	Calco-alkaline	TM	Propriano - Pta. della Paratella	26,4	26,4	1	281	338	-	54	50	-	#####
FC 84	Gr. porphyroïde	Calco-alkaline	TM	Propriano - Baracci	18,7	26,9	0,7	277	343	-	33	39	-	#####
FC 85	Granite	Calco-alkaline	TM	Golfe de Valinco	22	19,2	1,15	290	-	386	46	-	36	56,1

(1) Gr. = Granite ; terminologie de la feuille : Corse n° 44-45, 1/250.000, 1980.

(2) TM = Tri manuel.

TABLEAU N° 43 (suite et fin).

FC 86	Microgranite porphyroïde	Alcalin	TM	Scandola	40,5	13,9	2,91	286	-	369	79	-	91	46,47
FC 90	Protogine	(Corse alpine)	TM	Linguizetta	3,4	17,3	0,2	257	-	352	75	-	58	56,39
FC 91	Protogine	(Corse alpine)	TM	Massif d'Incalcinata	10,7	6,7	1,6	270	-	380	15	-	23	39,47
FC 92	Gr. hypersolvus	Alcalin	TM	Taula - Cauro	21,3	13,2	1,61	276	336	-	43	39	-	#####
FC 93	Gr. du Tenda	(Corse alpine)	TM	Rosaiola - Baccialu	11,9	12,6	0,94	-	-	349	-	-	29	#####
FC 94	Gr. subsolvus, type Bavella	Alcalin	TM	Tarcu, Favona ouest	65,7	31,7	2,07	290	-	363	120	-	147	44,94
FC 95	Gr. subsolvus, type Bavella	Alcalin	TM	Sorbacana - Tarcu, Favona	31,8	24,9	1,28	290	334	368	54	54	62	46,55
FC 96	Gr. subsolvus, type Bavella	Alcalin	TM	Sorbacana, Favona	43,5	29	1,5	278	302	365	62	69	98	38,75
FC 97	Gr. subsolvus, type Bavella	Alcalin	TM	Sorbacanasud	18,6	24,6	0,76	266	-	367	44	-	36	55
FC 98	Granite	Alcalin	TM	Tarcu, Favona est	28,8	62,7	0,46	271	312	360	44	60	66	40
FC 99	Monzogranite	Calco-alkaline	TM	Bocca di Via, Favona est	19,8	14,9	1,33	271	306	357	45	41	35	56,25
FC 101	Monzogranite	Calco-alkaline	TM	Fontanellu, Favona est	41,6	32,3	1,29	272	321	353	84	77	84	50
FC 102	Monzogranite	Calco-alkaline	TM	Conca, Favona sud-ouest	88,4	37,2	2,38	275	-	369	113	-	231	32,85
FC 103	Granodiorite, Conca	Calco-alkaline	TM	Conca	28,4	24,5	1,16	288	323	365	51	53	56	47,66
FC 104	Granodiorite, Conca	Calco-alkaline	TM	Conca	28,1	56,7	0,5	293	349	378	53	53	48	52,48

Tableau n° 44. - Composition chimique des galets chenalisés d'ignimbrites rhyolitiques et dacitiques des faciès de transgression de la bordure orientale de la plate-forme carbonatée paléogène des Alpes occidentales. Dosage des éléments majeurs (%) et en traces (ppm), données brutes (localisation des échantillons de roches : tableaux n° 16, 36 et 37).

N°ECH.	AUTOCHTONE DE LA BRIGUE ET UNITÉ DU COL DE TENDE				UNITÉ DE TÊTE RONDE				UNITÉ DE LA MARTINASSE						UNITÉ DU BOUCHET
	ELP 21A	ESB 60A	ESB 60C	ESB 60D	ESB 1	ESB 13B	ESB 14A	ESB 14B	ESB 48B	ESB 48C	ESB 48D	ESB 52B	ESB 52E	ESB 52F	UB 8
SiO2	71,58	78,24	76,05	74,96	73,89	64,74	69,54	67,04	64,72	66,57	64,99	70,22	66,59	65,21	64,75
Al2O3	12,24	12,21	11,74	13,93	12,73	15,54	12,55	12,55	11,7	11,82	15,65	12,32	11,1	15,69	15,21
Fe2O3	1,13	-	1,38	1,42	0,51	1,9	0,69	1,11	0,74	0,77	1,11	0,77	0,81	1,03	0,89
FeO	0,32	0,14	0,14	0,21	1,04	2,48	1	0,79	1,4	2,15	2,44	1,44	1,36	2,05	2,48
MnO	0,04	0,01	0,03	0,01	0,05	0,09	0,07	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06	0,03	0,05	0,07
MgO	0,86	0,03	Traces	0,03	0,49	2,44	0,42	0,44	1,17	1,74	1,86	1,55	1,33	1,06	2,16
CaO	3,05	Traces	Traces	Traces	0,73	2,18	3,55	4,09	6,68	4,9	2,78	2,47	6,47	3,03	1,32
Na2O	3,21	2,97	3,06	1,83	3,17	5,42	3,36	3,39	3,73	3,85	5,63	3,88	3	4,12	3,8
K2O	1,91	4,61	4,98	5,83	4,39	0,72	4,27	4,35	1,14	0,98	0,9	1,65	1,7	2,3	4,35
TiO2	0,25	0,18	0,27	0,16	0,24	0,62	0,24	0,21	0,24	0,36	0,63	0,23	0,28	0,63	0,61
P2O5	Traces	Traces	Traces	Traces	Traces	0,07	Traces	Traces	0,11	0,12	0,18	0,06	0,03	0,2	0,29
CO2	2,25	0,07	0,06	0,07	0,77	1,48	2,74	3,35	5,55	3,77	1,95	2,54	5,15	2,11	0,75
H2O+	1,74	1,25	0,88	2,11	1,19	2,52	1,21	1,27	1,96	2,19	2,1	2	1,97	2,32	2,55
H2O-	0,25	0,19	0,18	0,4	0,22	0,38	0,2	0,22	0,18	0,25	0,19	0,19	0,26	0,21	0,28
TOTAL	98,83	99,9	98,77	100,96	99,42	100,58	99,84	98,87	99,36	99,53	100,45	99,38	100,08	100,01	99,51
Rb (ppm)	<10	<10	179	253	239	25	188	204	59	35	47	84	81	104	164
Sr	106	67	57	59	77	251	162	154	140	121	182	86	113	227	474
Ba	305	531	461	587	476	442	577	588	372	139	163	179	127	520	1215
V	65	50	20	<10	27	72	25	23	30	41	83	24	29	73	97
Cr	36	46	21	<10	<10	10	<10	<10	<10	20	26	12	16	15	43
Co	75	80	43	<10	46	294	38	31	29	68	28	86	54	34	20
Ni	139	93	44	<10	<10	167	<10	<10	19	36	20	49	27	20	33
Cu	17	16	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TABLEAU n° 45. - Composition chimique des galets chenalisés d'ignimbrites rhyolitiques et dacitiques des faciès de transgression de la bordure orientale de la plate-forme carbonatée paléogène des Alpes occidentales. Analyses recalculées à 100 % après correction des teneurs en CaO et élimination de H2O- (localisation des échantillons de roches : tableaux n° 16, 36 et 37).

N°ECH.	AUTOCHTONE DE LA BRIGUE ET UNITÉ DU COL DE TENDE				UNITÉ DE TÊTE RONDE				UNITÉ DE LA MARTINASSE						UNITÉ DU BOUCHET
	ELP 21A	ESB 60A	ESB 60C	ESB 60D	ESB 1	ESB 13B	ESB 14A	ESB 14B	ESB 48B	ESB 48C	ESB 48D	ESB 52B	ESB 52E	ESB 52F	UB 8
SiO2	76,58	78,52	77,18	74,59	75,63	66,85	74,45	73,50	74,43	73,39	68,03	74,56	75,50	68,64	66,39
Al2O3	13,10	12,25	11,92	13,86	13,03	16,05	13,44	13,76	13,46	13,03	16,38	13,08	12,59	16,52	15,60
Fe2O3	1,21	Traces	1,40	1,41	0,52	1,96	0,74	1,22	0,85	0,85	1,16	0,82	0,92	1,08	0,91
FeO	0,34	0,14	0,14	0,21	1,06	2,56	1,07	0,87	1,61	2,37	2,55	1,53	1,54	2,16	2,54
MnO	0,04	0,01	0,03	0,01	0,05	0,09	0,07	0,07	0,05	0,07	0,04	0,06	0,03	0,05	0,07
MgO	0,92	0,03	Traces	0,03	0,50	2,52	0,45	0,48	1,35	1,92	1,95	1,65	1,51	1,12	2,21
CaO	0,20	Traces	Traces	Traces	Traces	0,31	0,06	Traces	Traces	0,11	Traces	Traces	Traces	0,36	0,38
Na2O	3,43	2,98	3,11	1,82	3,24	5,60	3,60	3,72	4,29	4,24	5,89	4,12	3,40	4,34	3,90
K2O	2,04	4,63	5,05	5,80	4,49	0,74	4,57	4,77	1,31	1,08	0,94	1,75	1,93	2,42	4,46
TiO2	0,27	0,18	0,27	0,16	0,25	0,64	0,26	0,23	0,28	0,40	0,66	0,24	0,32	0,66	0,63
P2O5	Traces	Traces	Traces	Traces	Traces	0,07	Traces	Traces	0,13	0,13	0,19	0,06	0,03	0,21	0,30
H2O+	1,86	1,25	0,89	2,10	1,22	2,60	1,30	1,39	2,25	2,41	2,20	2,12	2,23	2,44	2,61
TOTAL	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	100,01	100,01	100,01	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00
Rb (ppm)	<10	<10	179,00	253,00	239,00	25,00	188,00	204,00	59,00	35,00	47,00	84,00	81,00	104,00	164,00
Sr	106,00	67,00	57,00	59,00	77,00	251,00	162,00	154,00	140,00	121,00	182,00	86,00	113,00	227,00	474,00
Ba	305,00	531,00	461,00	587,00	476,00	442,00	577,00	588,00	372,00	139,00	163,00	179,00	127,00	520,00	1215,00
V	65,00	50,00	20,00	<10	27,00	72,00	25,00	23,00	30,00	41,00	83,00	24,00	29,00	73,00	97,00
Cr	36,00	46,00	21,00	<10	<10	10,00	<10	<10	<10	20,00	26,00	12,00	16,00	15,00	43,00
Co	75,00	80,00	43,00	<10	46,00	294,00	38,00	31,00	29,00	68,00	28,00	86,00	54,00	34,00	20,00
Ni	139,00	93,00	44,00	<10	<10	167,00	<10	<10	19,00	36,00	20,00	49,00	27,00	20,00	33,00
Cu	17,00	16,00	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TABLEAUX N° 46 et 47. - Composition chimique de quelques rhyolites, porphyroïdes et microgranites du massif du Combeynot (PE 78A et B, PE 161), de l'écaille de Côte-Plaine (FAA 96), du Mont Chétif (MB 22) et du Briançonnais ligure RB 21 et 23) (localisation des échantillons de roches : tableaux n° 30, 32, 38).

N° 46. - Dosage des éléments majeurs (%) et en traces (ppm), données brutes.

N°ECH.	PE 78A	PE 78B	PE 161	FAA 96	MB 22	RB 21	RB 23
SiO2	77,71	76,46	77	78,73	71,44	69,66	69,52
Al2O3	12,34	12,57	12,47	11,56	14,73	14,35	13,67
Fe2O3	0,31	0,14	0,39	1,93	1,28	1,9	2,15
FeO	0,25	1,04	0,83	0,1	1	1,58	1
MnO	Traces	0,04	0,03	0,02	0,06	0,05	0,09
MgO	0,06	0,08	0,03	0,17	Traces	0,25	0,66
CaO	Traces	Traces	Traces	Traces	1,13	1,63	0,9
Na2O	4,28	3,56	3,77	4,98	4,09	3,38	3,37
K2O	4,07	4,65	4,79	0,94	4,23	4,88	5,05
TiO2	0,06	0,12	0,07	0,17	0,28	0,72	0,57
P2O5	Traces	Traces	Traces	0,05	Traces	0,02	0,07
CO2	0,1	0,14	0,11	0,09	0,06	0,06	0,22
H2O+	0,44	0,65	0,58	1,08	0,9	1,45	1,47
H2O-	0,14	0,22	0,17	0,12	0,12	0,16	0,17
TOTAL	99,76	99,67	100,24	99,94	99,32	100,09	98,91
Rb (ppm)	149	257	239	40	128	166	189
Sr	29	22	14	93	229	138	99
Ba	248	283	134	92	913	712	392
V	<10	<10	<10	10	89	72	82
Cr	<10	<10	<10	<10	30	24	46
Co	68	62	55	53	18	38	60
Ni	<10	<10	21	<10	17	26	90
Cu	<10	<10	31	<10	<10	<10	<10
Zn	160	-	-	-	-	-	-

N° 47. - Analyses recalculées après correction des teneurs en CaO et élimination de H2O-

N°ECH.	PE 78A	PE 78B	PE 161	FAA 96	MB 22	RB 21	RB 23
SiO2	78,08	76,99	77,03	78,94	72,12	69,81	70,77
Al2O3	12,40	12,66	12,47	11,59	14,87	14,38	13,91
Fe2O3	0,31	0,14	0,39	1,94	1,29	1,90	2,19
FeO	0,25	1,05	0,83	0,10	1,01	1,58	1,02
MnO	Traces	0,04	0,03	0,02	0,06	0,05	0,09
MgO	0,06	0,08	0,03	0,17	Traces	0,25	0,67
CaO	Traces	Traces	Traces	Traces	1,06	1,55	0,63
Na2O	4,30	3,58	3,77	4,99	4,13	3,39	3,43
K2O	4,09	4,68	4,79	0,94	4,27	4,89	5,14
TiO2	0,06	0,12	0,07	0,17	0,28	0,72	0,58
P2O5	Traces	Traces	Traces	0,05	Traces	0,02	0,07
H2O+	0,44	0,65	0,58	1,08	0,91	1,45	1,50
TOTAL	99,55	99,34	99,41	98,91	99,09	98,54	98,50
Rb (ppm)	149,00	257,00	239,00	40,00	128,00	166,00	189,00
Sr	29,00	22,00	14,00	93,00	229,00	138,00	99,00
Ba	248,00	283,00	134,00	92,00	913,00	712,00	392,00
V	<10	<10	<10	10,00	89,00	72,00	82,00
Cr	<10	<10	<10	<10	30,00	24,00	46,00
Co	68,00	62,00	55,00	53,00	18,00	38,00	60,00
Ni	<10	<10	21,00	<10	17,00	26,00	90,00
Cu	<10	<10	31,00	<10	<10	<10	<10
Zn	160,00	-	-	-	-	-	-

RÉSUMÉ. - Le sujet de ce travail est l'étude du Paléogène marin de la zone alpine externe. Son objet : rechercher par l'analyse détaillée des unités lithostratigraphiques formelles, des données et des schémas paléogéographiques cohérents qui permettent de préciser l'évolution tectono-sédimentaire de la marge interne de la plaque européenne au cours de la période paléogène.

La principale méthode d'investigation utilisée est la thermoluminescence (TL), en association avec des méthodes d'étude plus classiques empruntant à la biostratigraphie, à la pétrographie et à l'analyse structurale.

Quatre parties constituent le présent mémoire.

La première partie est d'ordre méthodologique. Successivement y sont précisés : la phénoménologie de la thermoluminescence, les modalités d'application de la méthode d'analyse dans le domaine des Sciences de la Terre, les différentes techniques expérimentales utilisées, le choix des paramètres TL et leur traitement statistique.

La seconde partie traite des relations entre la thermoluminescence et le métamorphisme mésoalpin. Ce métamorphisme, qui affecte irrégulièrement les matériaux paléogènes et leur substratum, est générateur d'une thermoluminescence de néogénèse dont les caractères spécifiques sont appréhendés grâce à l'analyse des filons de quartz syn- à tardimétamorphes post-priaboniens. Les effets de ce métamorphisme sont variables et sélectifs à l'échelle des Alpes occidentales, limités dans la zone alpine externe, plus importants dans le domaine interne – notamment dans le Briançonnais – où ils peuvent entraîner l'effacement partiel ou total des caractères thermoluminescents originels du quartz et introduire une part d'incertitude non négligeable dans le raisonnement et les conclusions d'ordre paléogéographique.

La troisième partie est consacrée à l'étude régionale des formations détritiques paléogènes de la zone alpine externe affleurant dans les Alpes maritimes *s.l.*, dans le Champsaur et dans le Dévoluy, dans le Pays des Arves et en Haute-Savoie. L'emploi de diagrammes bidimensionnels et de cartes isofactes prenant en compte les paramètres de thermoluminescence les plus performants permet de définir les principales provinces distributives de matériaux terrigènes, de faire la part des apports d'origine externe et interne lors des différents stades de remplissage des bassins et sous-bassins paléogènes dont l'évolution paléogéographique et structurale est également précisée par l'établissement de cartes de paléofaciès et par l'analyse de la déformation des matériaux à toutes les échelles.

Le modèle géodynamique proposé en conclusion, dans la dernière partie du mémoire, lie intimement la sédimentation et la déformation progressive des flyschs crétacés allochtones et des flyschs paléogènes d'avant-pays dans les Alpes occidentales. Il considère l'ensemble de ces flyschs comme un continuum de formations synorogéniques déposées dans des bassins convergents installés par subsidence "forcée" à l'avant de chevauchements crustaux actifs engendrés par la collision Europe-Afrique à partir de l'Albien terminal, le remplissage des bassins sédimentaires étant d'abord assuré par des reliefs bordiers externes rajeunis par le développement de bombements lithosphériques, puis par les parties internes de l'orogène intégrant progressivement ces mêmes flyschs dans leurs superstructures.

Mots-clés : Alpes occidentales, Orogène, Paléogène, Thermoluminescence, Méthodologie, Quartz, Sédimentation détritique, Tectonique, Linéament, Schistogénèse, Métamorphisme, Paléogéographie, Géodynamique.